

Maurice DUBOIS

Professeur de Géographie

à la Faculté des Lettres et Sciences Humaines de Dijon

LE JURA MÉRIDIONAL

Etude morphologique

Ouvrage publié avec le concours du Ministère
de l'Education Nationale



**SEDES
PARIS**

1959

LE JURA MÉRIDIONAL

Etude morphologique



Digitized by the Internet Archive
in 2026

Maurice DUBOIS

Professeur de Géographie

à la Faculté des Lettres et Sciences Humaines de Dijon

LE JURA MÉRIDIONAL

Etude morphologique

Ouvrage publié avec le concours du Ministère
de l'Education Nationale



Société d'Édition d'Enseignement Supérieur

5, Place de la Sorbonne — Paris 5^e

1959

Maurice DUBOIS

Travaux de géographie
à la Faculté des Sciences et des Lettres de l'Université de Liège

LE JURA MÉRIDIONAL

Étude morphologique

Œuvre publiée avec le concours du Ministère
de l'Éducation Nationale



Société d'Édition d'Enseignement Supérieur
5, place de la Sorbonne - Paris 5
1934

A MON PÈRE

PRÉFACE

Bien que n'ayant aucune attache familiale dans le Jura j'ai toujours été attiré par cette montagne qui, pour ne pas offrir des sites grandioses comme les Alpes toutes proches, n'en est pas moins si attrayante et attachante. La lecture des ouvrages et articles de MM. Chabot et Cholley consacrés à cette région avait particulièrement retenu mon attention et m'avait montré quel intérêt pouvait présenter une tentative d'explication du Jura plissé, qui jusqu'ici n'avait fait l'objet d'aucune étude morphologique d'ensemble.

Aussi en 1948 ai-je proposé comme sujet de recherches à M. le Doyen Cholley le Jura méridional, partie la plus montagneuse du Jura, mais qui a l'avantage de renfermer aussi des régions déprimées où se trouvent conservés des dépôts tertiaires souvent susceptibles de fournir la clef de l'interprétation du relief et malheureusement absents de la plupart des autres régions jurassiennes. M. le Doyen Cholley s'est montré d'emblée enthousiaste, lui qui avait consacré tant de courses et d'articles à cette partie méridionale du Jura. Il a bien voulu accepter de diriger et de suivre mes recherches.

Tout naturellement je me suis tourné aussi vers M. le Professeur Chabot qui a consacré au Jura central sa thèse et au Karst une bonne partie de ses recherches. Lui aussi s'est vivement intéressé à mon travail me faisant maintes suggestions qui orientaient mes recherches dans un sens profitable. Il m'a souvent accompagné dans mes courses, me faisant bénéficier de son expérience, et je me souviens avec gratitude de ces excursions en Bugey où ses remarques discrètes et aimables, mais toujours si précises, me remettaient dans le droit chemin et ouvraient à ma réflexion des horizons nouveaux.

Mes deux Maîtres ne m'ont ménagé ni leurs conseils ni leurs encouragements, qui m'ont permis de surmonter des moments difficiles, ni leur temps. C'est à eux que je dois d'avoir obtenu plusieurs subventions qui m'ont permis de poursuivre mes recherches et de faire imprimer cet ouvrage. Aussi je tiens à leur exprimer à tous deux ma profonde et respectueuse gratitude.

L'intérêt que je porte au Jura a été aussi avivé par les contacts que j'ai eu la chance d'avoir avec M. le Doyen Glangeaud. C'est lui qui, d'abord à Besançon, ensuite à Paris, m'a exposé avec son dynamisme habituel les théories morphotectoniques nouvelles qu'il élaborait avec ses élèves sur le Jura. C'est lui surtout qui m'a montré quelle liaison intime existait entre tectonique et morphologie et comment souvent les faits tectoniques ne pouvaient s'expliquer que par l'existence de phénomènes morphologiques connexes — ce dont je n'ai jamais douté tout au long de mon travail. Par ses nombreux écrits auxquels je me suis sans cesse référé, par les entretiens qu'il a bien voulu m'accorder et les nombreuses remarques dont il annotait les travaux que je lui soumettais M. le Doyen Glangeaud m'a apporté une aide précieuse et je tiens à lui exprimer ma respectueuse gratitude.

Nombreux sont encore les Maîtres, les collègues et les amis à qui je dois beaucoup à des titres divers et auxquels j'exprime ici ma reconnaissance : M. le Recteur Allix, qui a accepté d'être mon parrain au C.N.R.S. ; M. le Professeur Vincienne, dont les savantes et minutieuses études sur la tectonique du Jura méridional ont souvent servi de points de départ à mes recherches ; M. le Professeur Dreyfuss, dont les études tectoniques et morphologiques si précises sur les plis comtois ont souvent orienté et soutenu mon travail ; M. le Professeur Chardonnet, qui a bien voulu relire plusieurs chapitres de ma thèse et me faire part de ses remarques dont j'ai tiré le plus grand profit ; mon ami André Journaux qui se consacra lui-même à une région limitrophe de la mienne et avec lequel je fis plusieurs courses dans le Revermont.

Je n'aurais garde d'oublier le Laboratoire de Géologie de l'Ecole Normale Supérieure où, normalien, je vins m'initier aux sciences géologiques sous la direction de M. le Professeur Barrabé, qui me donna accès à ses riches collections en même temps qu'il me permettait de suivre ses excursions ; l'Institut de Géographie de l'Université de Paris, dont j'ai pu utiliser la riche bibliothèque grâce à l'amabilité de M. le Doyen Cholley et de Madame Sommer ; et aussi la Société Géologique de France, dont j'ai mis à profit l'ample bibliothèque et dont j'ai pu suivre la si intéressante excursion de juillet 1951 dans le Jura franco-suisse, magistralement organisée par M. le Doyen Glangeaud et ses collègues suisses.

Mes remerciements vont aussi au C.N.R.S. qui, en m'accordant plusieurs missions, m'a permis de parcourir en tout sens le Jura méridional pendant mes sept années de recherches ; et aussi à tous ceux, professeurs, instituteurs bugistes, qui, en me signalant tel fait ou en m'aidant dans mes nombreux séjours, ont contribué à l'avancement de mes recherches : qu'il me soit permis de remercier, parmi tant d'autres, M. Court, Directeur du Cours Complémentaire de Nantua et M. Lavoille, Directeur du Collège de Belley. Ainsi peu à peu je me suis senti devenir bugiste et ce n'est pas sans regret que j'ai cessé de parcourir cette région à laquelle je m'étais attaché.

Enfin je ne saurais épuiser cette dette de reconnaissance sans évoquer la mémoire de deux savants, disparus depuis peu, dont les œuvres ont inspiré mon travail : Emmanuel de Margerie dont presque toute la vie fut consacrée au Jura et dont j'ai si souvent consulté les bibliographies et les analyses si extraordinaires de précision ; Emmanuel de Martonne qui fut mon premier Maître, qui dirigea jadis mon premier travail géographique et dont l'enseignement tout imprégné de ferveur, de bienveillance et de probité m'aida à prendre conscience de ma vocation de géographe.

Mars 1956.

INTRODUCTION ⁽¹⁾ ⁽²⁾

I. — LE JURA MÉRIDIONAL DANS L'ENSEMBLE DU JURA.

On a pu dire du Jura méridional qu'il constituait la seule partie du Jura qui soit entièrement située en territoire français. On sait en effet qu'à partir de la Dole, peu au Nord du col de la Faucille, une marge plus ou moins étendue des chaînes orientales jurassiennes se trouve en Suisse. On a aussi affirmé que, par opposition au Jura central et septentrional, il était entièrement plissé sur toute sa largeur. Cette affirmation, exacte dans l'ensemble, demande cependant à être précisée et légèrement rectifiée. S'il est vrai en effet qu'il n'existe pas dans le Jura méridional de vastes zones de structure subtabulaire ayant donné naissance à de grands plateaux comme dans le centre du Jura, on rencontre cependant dans le Jura du Sud des plateaux qui sont enclavés au milieu des régions des monts et de vaux; il est vrai qu'ils diffèrent profondément des plateaux du Jura central par l'altitude et l'origine, comme nous le verrons au cours de notre étude.

En outre, le Jura méridional renferme une vaste région déprimée qui dépasse les dimensions d'un val ordinaire et s'en différencie d'ailleurs par son origine complexe: le bassin de Belley. Enfin — dernier trait qui distingue le Jura du Sud du Jura central et accentue encore son originalité — la largeur de la zone montagneuse, déjà moins grande au droit de Bourg (50 km.) qu'à hauteur de Lons-le-Saunier (70 km.), va en diminuant sans cesse vers le Sud: sur le parallèle de Belley, elle ne dépasse guère 25 km.; le Sud du Jura s'effile de plus en plus et — nouveau fait original — la chaîne de l'Epine puis le chaînon de Crossey-Saint-Julien-de-Ratz viennent s'accoler aux chaînes préalpines de la Grande-Chartreuse avant de se terminer au-dessus de Voreppe et de l'Isère.

(1) Pour tout ce qui concerne ce chapitre d'introduction, prière de consulter la carte topographique au 1/200.000, feuilles n° 48 Annecy-Genève et n° 54 Grenoble ainsi que le croquis des unités tectoniques et morphologiques (fig. 1).

(2) Les chiffres mis entre crochet renvoient aux numéros de la bibliographie placée à la fin du volume. Les chiffres entre parenthèses et précédés de l'abréviation fig. renvoient aux croquis, coupes et figures; ceux qui sont précédés de l'abréviation ph. renvoient aux photographies.

II. — LES LIMITES DU JURA MÉRIDIONAL.

Quelles sont donc les limites exactes du Jura méridional? Si certaines sont indiscutables, d'autres posent quelques problèmes. Avant d'étudier cette région, il est bon d'en préciser les contours de façon aussi exacte et rationnelle que possible.

1° *La bordure occidentale.*

Du côté de l'Ouest, la limite du Jura méridional est évidemment facile à tracer, puisque le contact avec la Bresse et la plaine d'Ambérieu est extrêmement net: le Revermont et le Bugey s'enlèvent ici d'un seul jet au-dessus des plaines, sans que s'interpose une zone de collines ou d'avants-monts comme c'est le cas pour le Vignoble lédonien ou le Jura bisontin. Remarquons toutefois que cette bordure, pour être nette du point de vue du relief, n'en est pas moins complexe ni toujours identique à elle-même du point de vue de la structure. Ces différences se laissent d'ailleurs entrevoir partiellement dans les aspects du paysage.

A la bordure plus fragmentée longitudinalement et plus élevée de la région de Treffort succède avec le Revermont un contact moins exalté, mais plus rigide et plus sévère, depuis Jasseron jusqu'à la vallée du Suran. Puis, après une importante coulisse par laquelle se fauillent le Suran et l'Ain, c'est la bordure bugiste qui prend le relais, échancrée par des vallées transversales assez développées, dont la plus importante est celle de l'Albarine qui ouvre la voie vers la cluse des Hôpitaux et, par delà, vers la Savoie. Enfin, au Sud de Lagnieu, la bordure ouest du Jura méridional, qui a changé de direction et file maintenant vers le Sud-Est, est désormais baignée par le Rhône. Echancrée par des vallées étroites et des encoches suspendues, elle s'amenuise peu à peu, pour se terminer avec la taupinière pompeusement appelée Mont de Cordon (413 m.) qui domine le grand coude du Rhône. Sur ce parcours, le Rhône sépare le Jura du plateau de l'Ile-Crémieu. Bien que l'on retrouve dans le Jura occidental, et notamment dans le massif des Portes, une structure faillée et très influencée par le soubassement hercynien, qui n'est pas sans analogie avec celle de l'Ile Crémieu, nous avons cependant écarté de notre étude ce bas plateau triangulaire qui, à notre avis, en raison de sa très basse altitude et de l'absence complète de plissement, ne fait pas partie du Jura.

2° *La bordure orientale.*

La bordure Est du Jura méridional n'est pas moins nette au Nord du Rhône. Entre la Dole et la cluse de Fort l'Ecluse, le Jura se dresse comme une haute barrière qui s'enlève par de longs versants au-dessus du Pays de Gex (jusqu'à 1.200 m. de dénivellation) et n'est échancrée que par la coupure du col de la Faucille. Au Jura se rattachent en outre les rides du Crêt Mourex et du Riamont qui, entre Divonne et Gex, constituent peut-être des avants-monts, et

la frange de bordure du pays de Gex qui est une véritable zone de piedmont.

Au Sud de la coupure du Rhône en revanche la limite à assigner au Jura suscite quelques difficultés. Du point de vue des faciès et même, dans une certaine mesure, de la tectonique, le Salève, la Balme de Sillingy et les coteaux urgoniens de Lovagny sont des chaînons jurassiens. Toutefois, leur évolution morphologique semble s'être réalisée plutôt en rapport avec les Préalpes qu'avec le Jura. Aussi ne les ferons-nous pas rentrer dans le cadre de cette étude. Nous avons en revanche rattaché au Jura le Vuache ainsi que le Gros Foug et la Montagne des Princes qui sont très étroitement reliés aux chaînes jurassiennes et qui ont évolué comme le Grand-Credoz et le Grand Colombier tout proches. Pour les mêmes raisons, nous avons englobé dans notre étude la chaîne de la Charvaz, du Mont du Chat et de l'Epine qui, administrativement, est déjà une montagne savoyarde. Nous abordons ainsi la question plus délicate de la limite sud de notre région.

3° *La limite méridionale.*

Où faut-il arrêter le Jura vers le Sud? Il y a plusieurs réponses à cette question. Si l'on s'en tient à la limite sud du Bugey, il est évident que ce dernier s'arrête au grand coude du Rhône: à Saint-Genix-sur-Guiers on est déjà en Savoie. Mais, dans une étude morphologique on ne saurait tenir compte des divisions historiques quand elles ne coïncident pas avec des coupures naturelles. Au reste nous avons déjà annexé au Jura les chaînons savoyards de l'Epine et de la Chambotte-Gros Foug.

La plupart des géologues considèrent comme limite méridionale du Jura le synclinal molassique de Voreppe et l'extrémité sud du chaînon de Saint-Julien-de-Ratz au-dessus de la cluse de l'Isère. Cette solution serait commode, car il y a là à la fois une coupure orographique très nette, une limite tectonique non moins évidente, et, au moins dans l'ensemble, une délimitation entre faciès jurassiens et faciès subalpins. Toutefois, cette thèse classique soulève des objections, et la limite qu'elle préconise peut paraître assez superficielle. En effet, certains chaînons occidentaux de la Chartreuse et du Vercors renferment encore des faciès jurassiens; en contre-partie les faciès subalpins envahissent déjà certaines zones du Jura méridional. Certains géologues considèrent même que, du point de vue de la tectonique, la zone la plus externe du Vercors, dans la région de Pont-en-Royans et Saint-Jean-en-Royans notamment, constitue la prolongation des chaînons jurassiens.

Pour notre compte, si nous avons pensé qu'il n'était pas possible de séparer du mont Tournier les chaînons effilés de Montbel et de Saint-Béron-La Bridoire et de couper la chaîne de l'Epine, nous avons en revanche écarté de notre étude le chaînon de Crossey-Saint-Julien-de-Ratz qui nous paraît avoir évolué en fonction de la vallée de l'Isère et comme la partie occidentale de la Grande Chartreuse. Nous avons ainsi adopté comme limite le cours du Guiers, la bourgade des Echelles-entre-deux-Guiers et le Guiers vif, sans méconnaître que du point de vue de la tectonique d'une part, ce qui est au

sud peut encore être rattaché au Jura, et que, d'autre part, du point de vue des traditions historiques et pédagogiques, nous ne nous trouvons plus du tout ici dans une montagne jurassienne.

4° *La limite septentrionale.*

La recherche d'une limite nord pour notre étude est bien autrement malaisée. Cette difficulté s'explique aisément puisqu'il n'existe pas ici de grande coupure naturelle. Il n'y a pas de limite entièrement rationnelle et bien justifiée d'un bout à l'autre. En effet, ni l'Histoire — la frontière nord du Bugey comme la limite administrative actuelle entre les départements de l'Ain et du Jura étant purement arbitraire — ni les données de la tectonique, ne fournissent prétextes à l'établissement d'une pareille subdivision (3).

Est-ce à dire que nous suivrons le Capitaine Clerc quand, cherchant à préciser où commençait le Jura méridional, il proposait une ligne joignant Bourg à Nantua et Bellegarde? Certes non. Cette limite purement conventionnelle coupe toutes les chaînes du Haut-Bugey et laisse de côté des régions qui, comme le seuil d'Oyonnax et le val de la Valserine, font partie intégrante du Jura méridional. La limite adoptée, faute de mieux, par J.-B. Martin, qui joint par une ligne droite Roissiat, au sud-est de Coligny, à Mourex, au nord de Gex, si elle est moins restrictive, nous paraît cependant encore trop schématique. Nous avons adopté pour notre compte une limite plus sinueuse dont nous allons essayer de justifier certaines sections qui s'appuient sur des considérations tectoniques ou morphologiques, sans nous faire d'illusion sur le caractère encore arbitraire et conventionnel d'autres sections de ce tracé.

Dans la partie occidentale, comprise entre la Bresse et la rivière d'Ain, ce sont surtout des considérations d'ordre tectonique qui nous ont inspiré la délimitation que nous avons fait passer depuis Coligny jusqu'à Thoiriette par Bourcia, Montfleur et Aromas. Certes, ce tracé qui s'écarte peu de celui adopté par J.-B. Martin, recoupe des chaînons entre Montfleur et Aromas par exemple. Il nous a semblé cependant qu'il séparait la partie nord, qui, avec sa structure essentiellement monoclinale et ses bandes faillées, se rattache au vignoble lédonien, du Revermont où prédomine la structure plissée en monts et vaux. Nous verrons, quand nous étudierons le style tectonique de la bordure occidentale (4), que les environs de Coligny constituent une région cruciale où les « pincées » et les failles-plies, étudiées par M. Glangeaud, cèdent la place aux poussées tangentielles et aux déversements qui vont désormais prédominer, au moins jusqu'à Lagnieu.

La même opposition apparaît dans la vallée du Suran vers Germagnat et Montfleur. Au Nord, on observe de nombreuses bandes marneuses encadrées par des failles qui sont autant de possibilités offertes à l'érosion, ce qui explique l'allure capricieuse du Suran qui passe d'une bande marneuse à l'autre. Au Sud, au contraire, com-

(3) Cf. la discussion de ces questions dans J.-B. Martin: *Le Jura méridional*, Thèse, Paris 1911, p. 7-9.

(4) Cf. 1^{re} partie, Chap. II, B, § 1.

mence une région véritablement plissée. Un synclinal profond se creuse qui ne pouvait manquer d'attirer la rivière et de la guider de façon impérieuse. Le Suran va suivre ce synclinal pendant 30 km. environ, jusqu'à sa sortie du Revermont. Il paraît donc justifié de faire passer la limite nord du Jura méridional par ce secteur de Montfleur-Germagnat qui est caractérisé par un éclatement vers le Nord des lignes tectoniques. Plus à l'Est, notre tracé délimite la zone des chaînes (telle la chaîne d'Arnans-Corent qui change de caractère au droit d'Aromas et se transforme peu à peu en plateau) et celle des hauteurs faillées et des plateaux « en coins » d'Arinthod et Orgelet (suivant l'expression de M. Chabot) qui font déjà partie du Jura central.

A l'Est de l'Ain, la limite nord est plus difficile à fixer et le tracé que nous avons adopté comporte des sections conventionnelles, car nous nous trouvons ici dans une zone plissée où les chaînes se prolongent tout naturellement, sans solution de continuité, dans le Jura central. A la vérité, dans cette partie comprise entre la rivière d'Ain et la plaine suisse, nous avons souvent adopté un tracé qui tient moins compte de la limite que l'on peut raisonnablement assigner au Jura méridional que des nécessités de l'explication morphologique qui exige parfois des incursions vers le Nord. En adoptant comme ligne de partage le cours de l'Ain entre Thoirette et le confluent Ain-Bienne on englobe le prolongement nord des Monts Berthiant qui sont encore indiscutablement en Bugey; de là, la limite peut être tracée en ligne droite jusqu'au col de Désertin, au nord de Belleydoux, excluant la région de Viry et Choux qui fait partie du Jura plissé san-claudien: ce tracé a néanmoins l'inconvénient, que nous ne méconnaissons pas, de couper des chaînons. Au delà nous avons jugé utile de faire un grand crochet vers le Nord jusqu'à Morez-les-Rousses, et d'englober dans notre étude le vaste plateau des Molunes bien qu'il ne fasse vraiment plus partie du Bugey, ni du Jura méridional; il nous a semblé en effet que l'on pouvait trouver dans cette région, ainsi que dans le val des Rousses voisins, la clef de certains problèmes morphologiques et que pour cette raison, cette zone devait être rattachée au Jura du Sud et notamment au plateau bugiste du Retord. Notre tracé rejoint ensuite la Dole et le versant oriental de la haute chaîne au nord-ouest de Divonne-les-Bains.

III. — LES DIVISIONS DU JURA MÉRIDIONAL.

Nous avons ainsi essayé de fixer les limites que l'on peut assigner au Jura méridional et nous avons en tout cas précisé celles que nous avons adoptées pour cette étude. Il nous faut maintenant exposer quelles sont les principales régions que l'on peut distinguer à l'intérieur du Jura du Sud si l'on envisage les paysages et les aspects d'ensemble. En combinant les considérations d'ordre tectonique et morphologique, on peut ainsi distinguer quelques régions fondamentales: le Revermont, le Haut-Bugey, qui peut être subdivisé en Haut-Bugey occidental, central et oriental, le Haut-Jura et le Bas-Bugey. Remarquons toutefois que cette distinction ne préjuge pas toujours de celle qui sera adoptée pour les styles tectoniques.

1° *Le Revermont.*

Entre la limite nord précédemment décrite, la Bresse et la rivière d'Ain jusqu'à sa sortie du Jura à Pont-d'Ain, s'étend le Revermont. Il s'agit d'une région qui, bien que rattachée historiquement à la Bresse a toujours été bien individualisée, et ses habitants en ont conscience. « Entre la Bresse et la rivière d'Ain ni bugistes ni bressans » dit le proverbe. Cette personnalité se retrouve dans le paysage et le dispositif des terrains. De part et d'autre du large val du Suran qui forme l'axe du pays s'allongent des monts et des vaux qui correspondent en gros à la structure plissée; sans doute certaines montagnes, comme celle de Corent, ont-elles été sérieusement rabotées et présentent-elles des aplanissements typiques tandis que d'autres, telle la chaîne de bordure de l'Ouest, reflètent plus fidèlement la structure; certes quelques vaux, comme celui de Drom-Damasse et celui de Romanèche-Hautecour, ont été transformés en bassins fermés. Mais dans l'ensemble, le relief correspond à la tectonique et est assez régulier.

Il faut signaler aussi que les altitudes sont peu élevées, sauf toutefois au Mont Nivigne dont les 771 m. se dressant au-dessus de la Bresse font soupçonner des complications tectoniques locales et surtout que le Revermont doit au karst la plus grande part de son originalité: petits poljes déjà signalés, dolines innombrables, pertes très importantes du Suran, partout enfin âpreté et souvent aridité des chaînes assez peu boisées et dépourvues d'eau courante, tout cela distingue le Revermont du Bugey plus élevé et plus verdoyant à cause de la couverture morainique, qui est ici peu étendue, et notamment des Monts Berthiant.

2° *Le Haut-Bugey.*

Entre le Revermont ou la plaine d'Ambérieu à l'Ouest et le Haut-Jura à l'Est s'étend la province historique du Bugey qui couvre la majeure partie du Jura méridional. La distinction traditionnelle entre Haut-Bugey et Bas-Bugey peut être maintenue, car elle correspond à un net changement dans les altitudes et les aspects du paysage. Nous commencerons donc par décrire rapidement le Haut-Bugey. Mais à l'intérieur du Haut-Bugey des considérations tectoniques et morphologiques nous amènent à distinguer trois parties: le Haut-Bugey occidental, central et oriental.

a) *Le Haut-Bugey occidental.*

Le Haut-Bugey occidental comprend d'abord essentiellement l'arrière-pays immédiat d'Ambérieu, sorte de quadrilatère compris entre Pont-d'Ain, Cerdon, Saint-Rambert-en-Bugey et Ambérieu. A ce pays situé en somme entre la plaine d'Ambérieu et le haut bassin d'Aranc se rattache la chaîne des Monts Berthiant qui borde à l'Est la rivière d'Ain jusqu'au delà de Thoirette. Nous verrons que cette partie du Bugey s'individualise fortement par un style tectonique très spécial et original, caractérisé par la présence de lanières décrites par M. Glangeaud et de dislocations étoilées: c'est le style « ultracomtois » du faisceau Orgelet-Poncin de M. Glangeaud qu'il

convient d'étendre au sud de Poncin au moins jusqu'à la cluse de l'Albarine (5).

Cette tectonique très compartimentée et très disloquée n'a pas manqué de se traduire dans le relief de cette région qui est très diversifié et très déchiqueté, d'autant plus que la plaine d'Ambérieu qui constitue le niveau de base tout proche est très déprimée (230 m.). La région est aérée d'une part par les profondes échancrures des vallées de l'Ecotay, du Riez et de l'Oiselon qui aboutissent à la plaine, et d'autre part par des sillons longitudinaux évidés dans les longues et étroites bandes marneuses oxfordiennes, tel celui qui va du sud de Préau jusqu'à Nivollet par Boyeux-Saint-Jérôme. Dans toute cette zone les altitudes sont moyennes et dépassent à peine 800 m. en de rares points, Mont Luisandre et environs de Montgriffon.

Il en va tout autrement du massif de Portes qui, au sud de la cluse de l'Albarine, fait aussi partie de ce secteur du Haut-Bugey occidental. Il s'agit d'une zone plus élevée (le Crêt de Pont et plusieurs autres sommets dépassent 1.000 m.) et surtout plus massive car, au contraire de ce qui arrive pour le Molard de Don situé encore plus au Sud, le massif de Portes est à peine incliné vers l'Ouest. C'est un véritable bastion aux paysages sévères qui se dresse par de hauts escarpements étagés formant marches d'escalier au-dessus de Lagnieu, de Villebois et du Rhône; il est très peu aéré car il a été peu pénétré par les remontées d'érosion récente: seules les vallées de la Caline et de la Rhéby se sont enfoncées dans ces tables calcaires, la première au Nord-Ouest, la seconde à l'Ouest-Sud-Ouest.

Enfin l'on peut rattacher au Haut-Bugey occidental le massif du Molard de Don avec ses annexes méridionales, Taintainet et Montagnes de Saint-Benoît et d'Izieu. Le premier surtout est bien individualisé, avec ses rainures étagées orientées Nord-Ouest/Sud-Est et ses encoches creusées en contre-bas d'un vaste plan incliné de l'Est vers l'Ouest que l'on peut reconstituer à peu près tangent aux sommets étroits et souvent aplanis. Car il s'agit d'un bloc basculé de l'Est vers l'Ouest ce qui fait que l'érosion régressive partie du Rhône l'a facilement pénétré et que son relief souvent de type appalachien est très articulé: les rivières, la Pernaz et la Brivaz y ont un tracé en zig-zag très curieux qui est en accord avec la tectonique de compartiments faillés étroits orientés N.-W/S.-E. et de failles contraires. Notons en outre que dans sa partie orientale le Molard atteint une altitude déjà élevée pour le Jura puisque, avec ses 1.219 m., le Signal du Molard de Don domine de 800 m. le bassin de Belley.

Si l'on peut ainsi rattacher à la partie ouest du Haut-Bugey ce massif du Molard de Don, il faut cependant faire quelques réserves: en effet en ce qui concerne les traditions, le mode de vie et les relations, et même, dans une certaine mesure, pour ce qui est de la tectonique et de l'évolution morphologique, le Molard a beaucoup d'affinités avec le Bas-Bugey auquel on le rattache parfois.

(5) Pour tout ce qui concerne ces considérations tectoniques, prière de se reporter à la 1^{re} partie, Chap. II, A.

b) *Le Haut-Bugey central.*

C'est la partie la plus caractéristique, la plus classique, pourrait-on dire, du Bugey, celle qui est typiquement jurassienne et dans laquelle, pour reprendre l'expression de J.-B. Martin, « le val devient la forme caractéristique ». Il faut ajouter « avec le mont » car c'est bien le pays des monts et des vaux qui alternent assez régulièrement, ce qui ne veut pas dire que la tectonique soit exempte de complications, bien au contraire. Cette zone s'étend depuis l'Oignin, le pied du versant occidental de l'Avocat et la région de Corlier-Aranc-Evosges à l'Ouest jusqu'au versant occidental du plateau de la Forêt de Champfromier, du Retord et du Grand Colombier à l'Est, tandis qu'au Sud elle est bornée par la cluse des Hôpitaux et le rebord méridional du Valromey.

C'est le pays des monts étroits, de plus en plus élevés au fur et à mesure que l'on va vers l'Est, souvent dissymétriques et trapus, qui correspondent à des anticlinaux déversés vers l'Ouest (et parfois vers l'Est) et « coffrés » pour reprendre l'heureuse expression de M. Glangeaud; presque toujours ces monts sont entaillés par des combes, médianes ou monoclinales, recreusées à partir de surfaces d'aplanissement qui ont très visiblement raboté les sommets. Entre ces monts aux sommets souvent aplanis s'allongent des vaux le plus souvent larges et surtout plats parce que correspondant à des synclinaux en fond de baquet, qui ne sont au fond que des blocs rigides effondrés et souvent chevauchés sur les deux bords, « en blague à tabac », comme c'est le cas pour celui de Brénod-Hauteville. Ces vaux sont souvent suspendus au-dessus des vallées transversales en gorges que sont les deux cluses composées de Nantua et des Hôpitaux qui constituent un autre élément caractéristique du paysage du Haut-Bugey central.

Les principales chaînes sont celles des Joux Blanches (ainsi appelées en raison de leur parure de feuillus) qui bordent à l'Ouest le val de l'Ange et qui se continuent au Sud, seulement un peu décalées vers l'Ouest, par le Bourdon et l'Avocat qui s'enlèvent d'un seul jet par de hauts versants au-dessus de la Combe du Val; celles des Monts d'Ain ou Joux Noires (elles sont recouvertes de superbes forêts d'épicéas) qui, très dissymétriques, présentent à l'Ouest de longs revers boisés montant en pente douce et à l'Est des abrupts rocheux en raison de leur déversement « à rebours »; celles de Cormaranche-Planachat-Les Moussières enfin qui, abruptes au contraire vers l'Ouest, offrent des sommets souvent bien aplanis (Planachat) recreusés par de vastes combes (combes de Mazières et de Valorse).

Parmi les principaux vaux, il faut distinguer notamment la Combe du Val, qui correspond à un synclinal bien incurvé et déprimé mais partiellement remblayé par des matériaux détritiques qui ont été modelés en hautes plaines très plates, celle d'Izenave par exemple; le val de Brénod-Hauteville, de forme losangique, qui est au fond un plateau élevé (800 m.), sans pente longitudinale bien marquée, très karstifié et suspendu au-dessus de la gorge profonde de l'Albarine; enfin le Valromey qui, s'il est aussi un val très large correspondant à un synclinal en fond de baquet, est lui, à peu près

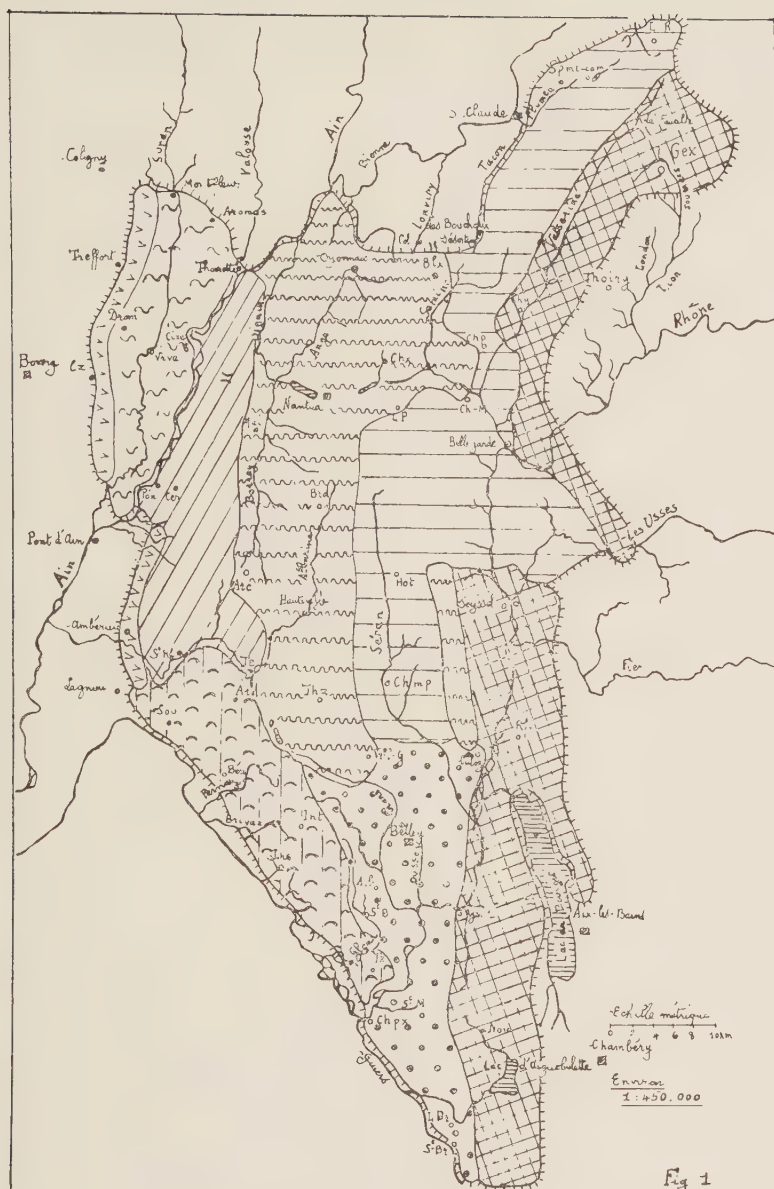


Fig. 1. — Croquis représentant les différentes unités tectoniques et morphologiques du Jura méridional.



Bordure occidentale au Nord de Lagnieu (chevauchements, charriages, écailles).

Revermont.

Haut-Bugey occidental (style « ultra-comtois »).

Haut-Bugey central.



Haut-Bugey oriental et Molènes.

Haute chaîne orientale et mches savoyardes du Bas-Bugey.

Massif de Portes et Molard Don.

Bas-Bugey.

Noms des vil
en a

Arb	Arbig
Arc	Aranc
Ard	Aranc
Bén	Bénoir
Elx	Belley
Brd	Bréno
Cer	Cerde
Ch-M	Châti
Chmp	Chan
Chp	Cham
Chpx	Cham
Chx	Chari
Chy	Chéze
Cz	Ceyze
Hot	Hotor
Int	Innin
Iz	Izieu
Lam	Lamo
L. Br	La B
Lhs	Lhuis
L. P.	Le P
L. R.	Les F
Mai	Maille
Nov	Noval
Pon	Ponci
Rfx	Ruffi
Sou	Souel
St. B.	Saint
St. Br	Saint
St. M	Saint
	Rot
St. Rb	Saint
Spmt	Sept
Te	Tena
Thz	Thezi
Vr.-l.-G.	Virieu
Vrve	Viller

lages marqués
brégé

nieu.

|az.

ices.

'doux.

id.

n.

Ilon-de-Michaille.

ipagne-en-Valromey.

pfromier.

pagnoux.

X.

ry.

riat.

mes.

iont.

ura.

ridoir.

izat.

lousse.

it.

aise.

11.

aux (Savoie).

in.

Bois.

Béron.

Maurice-de-

herens.

Rambert.

roncel.

٧٠

lieu.

le-Grand.

eversure.

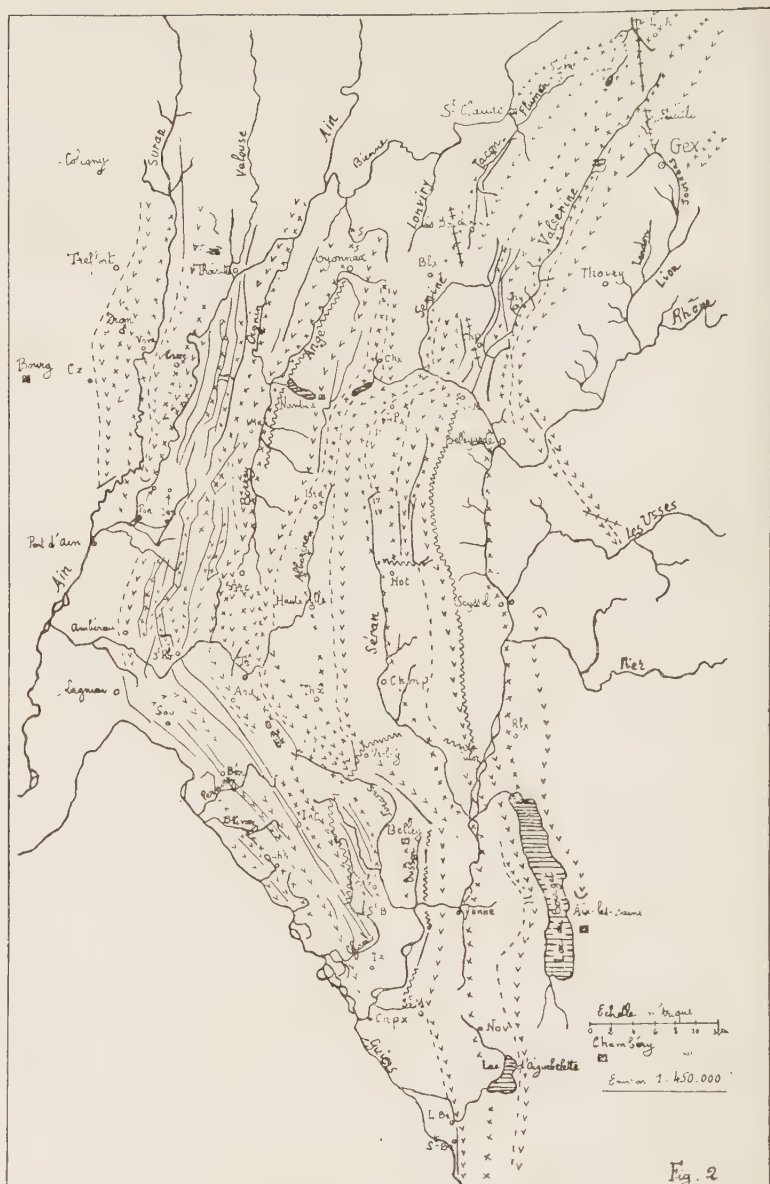


Fig. 2. — Croquis tectonique du Jura méridional. Les principaux accidents et axes des plis. Mêmes abréviations que pour la figure 1.

123-

ar-

de

Principaux axes anticlinaux.

Principaux axes synclinaux.

Failles importantes.

Principaux contacts anormaux (en dehors des failles).

Grandes flexures.

Décrochements importants.

Terminaison périclinale.

normalement drainé et s'abaisse régulièrement vers le Sud, vers le Bas-Bugey. Ce val, qui est le plus simple de toutes les vallées synclinales du Bugey (il constituait même un pays à part) et le plus cultivé et occupé, correspond à vrai dire à un grand bloc rigide effondré, et en tant que tel, on peut aussi le faire rentrer dans le Haut-Bugey oriental.

c) *Le Haut-Bugey oriental.*

A l'Est de cette région, où alternent les monts et les vaux nous avons cru devoir mettre à part la partie orientale du Haut-Bugey où le paysage, comme la tectonique et l'évolution morphologique, acquiert une indéniable originalité. Il s'agit d'une part du haut plateau de Retord, vaste quadrilatère qui se dresse au-dessus du Valromey, de la Michaille, de la cluse de Nantua et de la combe de Bérentin, d'autre part du plateau de la Forêt de Champfromier qui lui correspond au nord de la cluse et enfin d'un autre plateau encore plus vaste, celui des Molunes, qui prolonge naturellement celui de la Forêt de Champfromier.

C'est un paysage nouveau qui fait ici son apparition, dominé par la lourdeur et l'aspect massif et caractérisé par la présence de hauts plateaux (1.100 m. à 1.200 m.) légèrement inclinés vers l'Ouest, parfois entièrement boisés (Forêt de Champfromier), portant le plus souvent des prés-bois très typiques du Haut-Jura. Ces bastions élevés et massifs sont en général faiblement recreusés par des dépression longitudinales parallèles que séparent de petites crêtes rocheuses ; on y observe en outre une topographie souvent anarchique, faite d'un dédale de creux et de bosses, d'entonnoirs innombrables ou même de dépressions fermées de grandes dimensions (la plaine de Merlogne sur le Retord, par exemple).

Ce relief original reflète une tectonique non moins originale. Nous entrons en effet ici dans une zone où les jeux du socle profond l'emportent sur la tectonique plissée et ces plateaux correspondent essentiellement à des blocs cassés ou flexurés et soulevés, en général légèrement basculés vers l'Ouest. Ce n'est pas que les plis soient absents, mais ils sont très localisés, en général sur la bordure des blocs, et de toute façon l'érosion ancienne les a nivelés, effaçant ainsi à peu près le dispositif plissé, et contribuant au façonnement des plateaux tandis qu'une reprise d'érosion récente a tiré de cette structure par endroits rubannée un relief appalachien de faible ampleur. Il faut ajouter enfin que ces hauts plateaux du Bugey oriental ont été fortement remaniés par le karst qui y règne en maître depuis le début du Pliocène, mise à part l'époque des glaciations : aussi ces régions sont-elles isolées du drainage périphérique et des dépressions voisines et constituent-elles un monde pour ainsi dire fermé.

Si l'on se place du point de vue de la tectonique on peut rattacher à ces hauts plateaux la dépression de la Michaille qui, en contre-bas du Retord à l'Est, représente un épanouissement anormal du Val du Rhône, et peut-être aussi le Valromey que nous avons inclus dans le Haut-Bugey central. Il s'agit en effet de blocs effondrés rigides qui ont été séparés des blocs soulevés au Pontien et

constituent en somme une réplique, par jeu du socle, de ces surrections. Mais ce sont des zones plus basses (400 à 700 m.) qui ont connu, de ce fait, une évolution morphologique différente.

3° *Le Bas-Bugey.*

Au Haut-Bugey s'oppose traditionnellement le Bas-Bugey et cette distinction traditionnelle ne fait que refléter une distinction établie de façon éclatante par la nature. Aussi est-il légitime de la conserver dans une étude morphologique. Au sud-est d'un grand talus, qui correspond à un accident tectonique majeur, et que l'on suit de Culoz à Conzieu en passant par Virieu-le-Grand et Contrevoz, s'étend une région déprimée où les altitudes se tiennent entre 250 et 400 m., sauf à l'Est, et qui a toujours eu tendance à l'affaissement au cours des âges géologiques ; à l'Est on peut fixer sa limite, du point de vue morphologique, non historique, au pied du versant oriental du chaînon Parves-Mont Tournier. Ajoutons enfin que le Bas-Bugey qui se trouvait sur la voie de passage des grands flux de glaces issus des Alpes a été très remanié par l'érosion glaciaire. Il faut distinguer à l'intérieur du Bas-Bugey le bassin de Belley d'une part et sa bordure orientale d'autre part.

a) *Le bassin de Belley.*

Le bassin de Belley constitue une région complexe d'abord par ses terrains très divers, puisque l'on y rencontre des calcaires jurassiques et crétacés, de la molasse tertiaire, continentale et marine, des placages glaciaires et même du Lias au Nord-Est, ensuite par sa structure : ce n'est un val, rempli de molasse, que dans sa moitié orientale, aux environs de Belley ; à l'Ouest l'érosion a nivelé une structure complexe parfois anticlinale et plissée, surtout monoclinale et faillée où des bandes étroites de couches très diverses se succèdent rapidement. Le paysage du bassin de Belley est caractérisé par ses altitudes faibles (rarement plus de 400 m. et par un relief très diversifié : molles collines molassiques à l'Est très riantes et cultivées, plateaux desséchés du Nord où dominent les friches, relief très nervuré de l'Ouest si original avec ses sillons longitudinaux, ses crêts, ses barres et ses cluses miniatures. Ajoutons enfin que grâce aux lambeaux tertiaires caractéristiques qui ont été conservés en de nombreux points de cette région déprimée, le Bassin de Belley constitue une région-clef pour les recherches morphologiques et la datation des aplanissements bugistes.

b) *La bordure orientale.*

Au bassin de Belley se rattache à l'Est une zone plus élevée constituée par la région au relief heurté de Marignieu, qui ne dépasse pas 512 m., et surtout par le chaînon de Parves (629 m.) et du Mont Tournier (884 m.) que prolongent au Sud les chaînon effilés de Montbel et de St-Béron-La Bridoire. Si l'on met à part la « chaîne » de Marignieu qui correspond à une structure essentiellement monoclinale et offre surtout une succession de cuestas séparées par des dépressions subséquentes, il s'agit d'anticlinaux très dissymétriques avec déversements vers l'Ouest ou plutôt de flexures anticlinales qui

séparent des compartiments basculés vers l'Est et qui exagèrent simplement ce mouvement de bascule. Ce dispositif se traduit dans le relief par la présence de monts fortement dissymétriques dont le versant Est en pente douce s'oppose aux abrupts imposants de l'Ouest ; en outre les sommets de ces monts ont été tronqués par des aplanissements bien visibles. Il faut enfin signaler que les cours d'eau anciens et les glaces ont ouvert à travers ces chaînons des passages, aujourd'hui abandonnés, mais occupés par des lacs et des formes glaciaires très nettes, comme le seuil du lac de Barterand ou la cluse morte du Lit-au-Roi tandis que le Rhône s'est finalement fixé dans la belle cluse de Pierre-Châtel qui sépare la Montagne de Parves du Mont Tournier.

De cette bordure orientale du Bas-Bugey qui, rappelons-le, fait partie historiquement de la Savoie, nous excluons la haute chaîne de l'Epine-Mont du Chat où le soulèvement pliocène combiné à un plissement plus exalté a fait apparaître des altitudes bien plus fortes (1.497 m.) et qui, faisant figure de haute montagne se rattache au Haut-Jura, ainsi que le val de Yenne et Novalaise qui, par ses caractères structuraux et morphologiques nous semble aussi ne pouvoir être séparé de cette haute chaîne orientale.

4° *Le Haut-Jura.*

Enfin, sur une frange relativement étroite dans l'Est du Jura méridional s'étend une zone montagneuse originale où le Jura fait vraiment figure de montagne élevée avec des chaînes formant barrières et des vaux profondément creusés : c'est le Haut-Jura. Nous avons fait rentrer dans cette zone d'une part la plus haute chaîne du Reculet-Crédoz, appelée parfois Monts Jura, qui contient le point culminant du Jura tout entier avec les signaux du Crêt de la Neige (1.723 m.) et à laquelle se rattachent à l'Ouest le profond val de la Valserine, d'allure alpestre, et d'autre part à l'Est la frange occidentale du Pays de Gex, qui est une véritable zone de piedmont. Nous avons joint à ces plis le Vuache qui prolonge au Sud-Est le Grand Crédoz et, comme nous venons de le voir, la haute chaîne de l'Epine-Mont du Chat par laquelle le Jura s'accôle aux chaînes préalpines de la Grande-Chartreuse. Enfin nous avons cru devoir inclure dans cette zone la chaîne du Grand Colombier en raison de son altitude élevée (1.548 m.), de son relief très déchiqueté et de ses grands versants, et cela bien que le Colombier ne constitue pas la bordure Est du Jura dans ce secteur puisque l'on rencontre au delà du Rhône le pli plus tranquille et bien moins élevé du Gros Foug.

Cette zone du Haut-Jura est caractérisée par un plissement très exalté qui, s'ajoutant au soulèvement important subi par ces chaînes au Pliocène, explique les fortes altitudes. Les plis sont en outre souvent compliqués avec déversements vers l'Ouest et parfois (Grand Colombier) à la fois vers l'Est et vers l'Ouest. Il arrive même que les anticlinaux aient tendance à se coucher sur les synclinaux voisins (anticlinal de l'Epine et synclinal de Novalaise par exemple), et qu'il se produise localement des ruptures de l'axe anticlinal accompagnées de décollements et de glissement de lambeaux de recouvrement qui viennent coiffer une partie du synclinal proche,

comme M. Vincienne l'a démontré près de La Rivière au nord de Chézery.

Dans le relief, nous avons affaire à de hautes chaînes, un peu dissymétriques, où un long versant oriental d'allure alpestre s'oppose à des pentes plus raides et même des abrupts rocheux à l'Ouest : dans ces hautes chaînes les passages sont rares et élevés (cols de la Faucille et de l'Épine), tandis que les sommets parfois un peu aplanis sont très disséqués par l'érosion karstique qui y a sculpté des lapiez et creusé des dolines et des fissures ou lésines. Les vaux, souvent remblayés encore par la molasse (surtout le val de Novalaise), sont très profonds. Le val de la Valserine offre une succession de bassins étagés (Mijoux, Lélex, Chézery) et de défilés, véritables gorges de raccordement (Septfontaines, défilé de Sous-Balme, cluse des Isles) qui montrent combien l'influence glaciaire a marqué de son empreinte cette région du Haut-Jura, ce qui est tout naturel. C'est peut-être même la seule région du Jura méridional qui ait connu vraiment une glaciation locale avec langues glaciaires et moraines individualisées.

IV. — LES PROBLÈMES DU JURA MÉRIDIONAL.

Avant d'aborder l'étude du Jura méridional il nous reste à exposer sommairement quels sont les principaux problèmes posés par cette région et par là même à décrire rapidement ce que sera le plan de notre étude.

Plus que toute autre région une zone montagneuse soulève des problèmes de tectonique : origine des plissements de cette zone, essai d'explication de leurs caractères particuliers, description des styles tectoniques des divers secteurs. Notre première partie sera donc consacrée d'abord à l'étude sommaire de la stratigraphie et des faciès des couches ; nous avons ensuite jugé bon d'évoquer les problèmes posés par la tectonique du Jura tout entier pour mieux dégager l'originalité du Jura méridional et le situer par rapport à l'ensemble de la chaîne ; enfin, nous avons fait une analyse détaillée des différents styles tectoniques que l'on peut définir dans le Sud du Jura.

Mais à côté des formes du relief d'origine tectonique et structurale qui sont certes nombreuses dans notre région et que nous passerons en revue, il existe sur les sommets et sur les hauts plateaux de nombreux aplanissements qui sont indifférents à la structure et qui sont, au moins en partie, d'origine très ancienne, antérieure aux bouleversements qui ont affecté au Pontien le Jura méridional. Leur existence pose une série de problèmes d'origine, de datation et d'évolution qui seront examinés dans la seconde partie consacrée à ces surfaces d'érosion anciennes pré-pontiennes : nous décrirons de nombreux exemples de ces types de relief, et nous nous efforcerons de les dater et d'exposer quelle a été l'évolution morphologique du Jura méridional avant le Pliocène.

La troisième partie de notre étude aura trait à l'histoire du Jura après les bouleversements ponto-pliocènes, telle qu'on peut la

reconstituer par l'analyse morphologique et l'étude des dépôts. Nous nous préoccupons d'abord de rechercher ce que sont devenus les aplanissements déjà réalisés avant le Pontien, quelle a été leur évolution durant le Pliocène. Puis nous essaierons de montrer comment s'est formé le réseau hydrographique du Jura méridional et de reconstituer, à l'aide de traces laissées sous forme de replats de versants en particulier, les vallées pliocènes qui se sont creusées progressivement dans notre région. Il nous faudra aussi exposer comment les formes appalachiennes et structurales, si nombreuses dans ces montagnes du Jura du Sud, se sont dégagées au cours du Pliocène et enfin traiter le problème si important d'un remblaiement pliocène probable qui a encore empâté, sous les placages glaciaires, de nombreuses vallées du Bugey et qui confère à cette région une topographie si différente de celle des Préalpes de Savoie pourtant toutes proches.

Enfin, il nous a paru que les phénomènes karstiques et glaciaires étaient si développés dans le Jura méridional qu'ils méritaient une étude à part que nous leur avons consacrée dans notre quatrième partie. En ce qui concerne le karst nous avons beaucoup insisté sur les anciennes phases d'érosion karstique, surtout sur le karst pliocène, qui ont à notre avis fortement marqué la morphologie des sommets et des hauts plateaux et qui se reflètent encore nettement dans le paysage actuel. Après avoir montré ce que la topographie actuelle doit à l'érosion glaciaire quaternaire et, bien plus encore, aux masses de débris accumulés par les glaciers (car l'érosion des glaces n'a pas été aussi importante dans le Jura méridional qu'on pourrait l'imaginer), nous avons enfin essayé de décrire l'évolution récente avec les modifications de détail du réseau hydrographique dues aux phénomènes d'épigénie glaciaire et d'esquisser les tendances de l'évolution actuelle.

PREMIÈRE PARTIE

LA STRUCTURE

Les limites du Jura méridional étant définies et les principales régions qui le composent sommairement décrites, il nous faut examiner maintenant la structure de cette terminaison méridionale du Jura. Plus encore peut-être que dans d'autres chaînes montagneuses, la connaissance de cette structure est indispensable à qui veut avoir quelque chance d'expliquer les aspects morphologiques de ce pays. Nous verrons en effet que cette structure, très originale et depuis peu seulement mise en lumière, a beaucoup influencé l'évolution du relief et se lit encore dans plus d'un trait du paysage actuel. Il faut dire d'ailleurs que la tectonique a subi souvent l'influence des morsures d'érosion passées, dans une chaîne où les phases de surrection et d'érosion se sont succédé et sont même imbriquées maintes fois. De nombreux caractères de l'architecture du Jura méridional ne peuvent s'expliquer que par l'existence de hiatus ouverts par l'érosion dans des chaînes déjà plissées auparavant.

Dans cette étude de la structure du Jura du Sud nous examinerons d'abord les terrains, la résistance qu'ils ont offerte à l'érosion et la place qu'ils occupent dans la région. Nous passerons ensuite à l'étude des grands traits de l'architecture du Jura tels qu'ils ont été mis en évidence depuis une quinzaine d'années par les géologues français et suisses parmi lesquels il faut citer tout particulièrement MM. Glangeaud, Vincienne et Wegmann : il s'agit, comme nous le verrons, de théories qui ont vraiment révolutionné les conceptions traditionnelles que l'on se faisait du Jura jusqu'en 1940. Enfin, nous passerons en revue les styles tectoniques qui caractérisent les divers secteurs du Jura méridional en insistant tout particulièrement, à titre d'exemple d'analyse de détail, sur le style de la haute chaîne des Monts Jura ou Reculet-Credoz.

CHAPITRE PREMIER

LES TERRAINS

On retrouve évidemment dans le Sud du Jura la plupart des roches qui forment le sous-sol des plateaux du Centre et du Nord du Jura. Mais l'épaisseur et les aspects de nombre de ces terrains ne sont plus les mêmes : les couches du Secondaire en particulier sont plus épaisses et plus marneuses que dans les plateaux du Jura central et aux environs du Lomont, ce qui fait que, tout en étant encore prédominants, les calcaires sont cependant moins exclusifs dans la série stratigraphique et ne marquent pas les lignes du relief et les traits du paysage d'une manière aussi tyrannique que dans le Nord du Jura.

En outre, les couches qui composent le sous-sol du Jura méridional sont plus variées que dans le reste du Jura et les changements de faciès y sont plus fréquents si bien que l'érosion différentielle rencontre des matériaux beaucoup plus favorables à son développement. Non seulement en effet les étages plus tendres alternent souvent rapidement avec les étages plus résistants, exception faite de quelques assises dures particulièrement épaisses qui constituent la majeure partie du Jurassique supérieur, mais encore on observe de nombreuses variations de faciès à l'intérieur d'un même étage. Aussi n'est-il pas étonnant que le relief du Jura du Sud soit le plus souvent si articulé et diversifié dans le détail et que, sauf peut-être en Revermont, la lourdeur des formes et la monotonie soient généralement absentes du paysage : nous aurons l'occasion de voir au contraire comment de multiples crêts, barres ou dépressions exigus correspondant à des niveaux accessoires durs ou tendres accidentent les dépressions, vaux ou combes, du Bugey.

Mais ce qui, du point de vue des matériaux offerts à l'érosion, différencie le plus le Jura du Sud des autres parties de la chaîne, c'est à coup sûr l'extension, beaucoup plus importante ici, des débris glaciaires et fluvio-glaciaires sans oublier les cailloutis d'âge plus ancien, peut-être pliocènes, que l'on trouve en certains points sous les moraines. Sans doute les matériaux abandonnés par les glaciers ne sont-ils pas inconnus dans les plateaux du Jura central et septentrional. Mais ils acquièrent au Sud, en Bugey surtout, une importance bien plus grande : ce ne sont plus de simples lambeaux exigus

que l'on rencontre ici et là ; c'est à des masses imposantes de matériaux détritiques que l'on a affaire dans le Jura méridional. Ces débris considérables s'étendent sur des vastes espaces, tapissant en particulier la majeure partie des dépressions de grande ampleur et apportant au paysage une fraîcheur qui fait défaut sur les plateaux du Jura central.

Parmi les terrains qui constituent le sous-sol du Jura méridional on constate qu'il existe d'abord une série composée de terrains sédimentaires, de beaucoup la plus épaisse et de nature variée, puisque l'on y trouve des couches calcaires, argileuses, marneuses et, quoique plus rarement, sableuses et gréseuses ; on observe ensuite une série de terrains de transport, pliocènes et quaternaires qui, quoique beaucoup moins puissante, masque sur de grandes étendues la roche en place. Mais il faut remarquer que même dans la série dite sédimentaire on rencontre des terrains qui sont constitués par des éléments empruntés à plusieurs roches originelles et qui ont subi un remaniement et un transport plus ou moins importants : c'est le cas de certains niveaux de la molasse et en particulier de la plupart des faciès de l'Aquitanién et du Pontien. Aussi ne paraît-il pas opportun d'adopter cette classification des terrains. Nous nous contenterons de définir les caractères les plus communs des roches du Jura méridional en examinant des plus anciens aux plus récents, les grands ensembles de terrains (1). Comme le Tertiaire s'oppose par son instabilité et ses alternances de sédimentation, en milieu non seulement marin, mais aussi lacustre et lagunaire, et de surrection, donc d'émersion et d'érosion, à la période de sédimentation du Secondaire plus calme et presque exclusivement réalisée dans les mers, nous conserverons la distinction habituelle de ces deux ères. Elle correspond bien ici à une coupure dans l'histoire géologique du Jura, entre la phase de mise en place des matériaux et les phases tectoniques.

I. — SECONDAIRE

A. — TRIAS.

Le Trias, déposé au fond de lagunes, apparaît dans le Jura méridional sous les faciès de marnes ou de schistes. Il s'agit de marnes irisées généralement rouges interstratifiées avec des bancs minces de calcaires dolomitiques et de lentilles de gypse, et de schistes noirs d'ailleurs beaucoup plus rares. Comme pour tout le Trias observé dans l'ensemble du Jura, nous avons donc affaire à une couche relativement tendre, et surtout très apte à servir de lubrifiant et à faciliter les glissements de terrains, décollements, chevauchements et d'une façon générale toutes les complications tectoniques. Le rôle qu'a joué le Trias est donc capital dans la formation du Jura et dans les diverses phases de diastrophisme qu'a connues cette chaîne, ainsi que l'a montré à maintes reprises M. Glangeaud.

(1) Cf. Vincienne (H.). Livret-guide... [63].
et aussi Pelletier (M.). Géologie des Pays de l'Ain [47 bis].

Mais on peut dire, en revanche, qu'en ce qui concerne le Jura méridional du moins, son rôle morphologique est quasi inexistant en raison de l'exiguïté des affleurements de terrains triasiques. On ne les rencontre en effet qu'en de rares pointements et seulement dans deux régions bien délimitées. A l'Ouest, ils apparaissent dans la partie septentrionale du massif de Portes, notamment dans la combe du Mont Falcon (c'est ici le plus large affleurement), à l'Ouest de Saint-Rambert et sur la bordure occidentale du Bugey vers Lagnieu et Ambérieu. Dans cette zone de tectonique bouleversée, caractérisée par des décollements et un chevauchement du Jura sur le Tertiaire des plaines de la Saône et du Rhône, il s'agit de montées du Trias des profondeurs, en plis diapirs, analogues à ceux que l'on rencontre dans les environs immédiats de Lons-le-Saunier. A l'Est, la présence du Trias est encore plus restreinte et dépourvue de toute signification morphologique puisqu'on ne signale guère qu'un pointement de schistes noirs et de gypses triasiques au sud-ouest de Champfromier dans le ravin de la Sandézanne; jadis exploité pour la fabrication du plâtre (les ruines d'une usine sont là pour en témoigner) cet affleurement triasique est au surplus maintenant à peu près complètement masqué par la végétation.

B. — JURASSIQUE.

Les distinctions traditionnelles entre Lias, Oolithique et Crétacé correspondant dans le Jura méridional à de réelles différences d'ensemble dans les faciès des terrains nous respecterons ces distinctions.

1° *Lias*

Le dépôt des couches liasiques s'est effectué au cours d'une transgression marine qui a atteint son maximum au Lias moyen et au début du Lias supérieur et a amené dans la région des mers assez profondes; mais dès l'Aalénien, les eaux marines sont partout en régression. La nature des couches liasiques traduit assez fidèlement cette profondeur moyenne des mers: on a affaire dans l'ensemble à des terrains le plus souvent marno-calcaires, parfois gréseux qui, du point de vue de la résistance à l'érosion, peuvent être considérés comme semi-durs. L'examen détaillé des terrains montre que le Lias du Jura méridional n'est pas franchement marneux comme celui des plateaux du Jura central, ce qui n'est pas sans influencer sur les formes du modelé. On constate aussi que son épaisseur est beaucoup moins grande que dans les contrées plus septentrionales: 60 m. au maximum au lieu de 110 à 115 m. que l'on rencontre dans le Jura central.

Mais ce qui caractérise avant tout le Lias du Jura du Sud et ce qui le différencie dans une certaine mesure des couches du reste du Jura qui appartiennent au même étage, c'est l'exiguïté de ses affleurements. Sans être aussi réduits que ceux du Keuper, ceux-ci sont cependant bien restreints et de ce fait le rôle morphologique joué par les terrains liasiques est très mince. Comme le Trias, le Lias n'apparaît qu'à proximité des lisières occidentale et orientale de la

chaîne: région de Cerdon (2), Lagnieu, du Crêt-Chalam (3), de la Faucille [38]. Ses affleurements ne représentent qu'une faible superficie à l'intérieur du Jura méridional.

2° *Oolithique.*

Il n'en est pas de même pour les terrains de l'époque suivante, il s'en faut de beaucoup. Les terrains oolithiques sont en effet les plus importants du Jura méridional; ils affleurent sur de vastes étendues et l'on peut dire qu'ils constituent vraiment l'ossature des chaînes du Bugey et du Revermont. C'est aussi l'Oolithique qui renferme les assises calcaires les plus épaisses du Jura du Sud. Mais cela n'implique pas une uniformité de faciès, bien au contraire. Les couches appartenant au système oolithique offrent en effet des degrés divers de résistance à l'érosion et ce sont les variations de profondeur subies par les mers qui ont déterminé ces différences de dureté des couches. Si l'on veut dégager les caractères généraux de la sédimentation dans le Jura méridional à cette époque, on constate que dans les mers peu profondes au début se sont déposées des formations néritiques, souvent coralligènes, plutôt dures; puis, dès le Bathonien, la mer s'est approfondie, et, jusqu'à la base de l'Astartien, les dépôts sont devenus plus vaseux, si bien que les couches actuelles qui leur correspondent sont moins résistantes à l'érosion; enfin, avec le sommet de l'Astartien la profondeur des eaux commence à diminuer et la mer ira désormais en se retirant, jusqu'à laisser émerger le Jura méridional pour une brève période à la fin du Jurassique.

Au début de l'Oolithique, ce sont surtout des terrains durs, jadis formations néritiques déposées en mers peu profondes, qui constituent les couches du Jurassique inférieur, depuis le Bajocien jusqu'au Bathonien supérieur, soit un ensemble épais de 200 à 250 m., à l'exception du Bathonien inférieur (JIII), en général marneux ou marno-terreux, et du Bathonien supérieur (JI) dans la partie orientale du Bugey.

Au milieu de la période considérée, la mer s'approfondit. Ce sont des formations bathyales plus fines et plus vaseuses qui se sont déposées et ont donné naissance, à l'exception de quelques niveaux, à des terrains beaucoup plus aisés à creuser: Callovien, Oxfordien, Argovien et partie inférieure du Rauracien, constituant une série généralement tendre et imperméable épaisse d'au moins 130 m. qui s'intercale entre les ensembles calcaires de la base et du sommet de l'Oolithique et qui a joué un rôle considérable dans l'évolution morphologique.

(2) Il faut signaler aussi des affleurements de Lias dans les sillons longitudinaux découpés dans la bordure du Revermont, entre Cuisiat et le Mont Nivigne notamment, et peut-être au sud-est de Treffort. La carte géologique de Saint-Claude, très inexacte, mentionne ici de l'Oxfordien, mais les études géologiques de détail qui ont précédé l'implantation du sondage de la R.A.P. au sud-est de Pressiat ont identifié du Lias au moins dans le sillon le plus occidental.

(3) Cf. infra. 1^{re} partie. Chap. II B.

A partir du Rauracien supérieur, on note au contraire l'apparition de faciès de plus en plus durs qui traduisent une diminution progressive de profondeur de la mer à la fin de l'Oolithique, surtout à partir de l'Astartien (J⁴). Il y a là un ensemble de calcaires durs où dominent les faciès coralliens et dolomitiques, formant une masse épaisse de 300 à 350 m. dans laquelle est sculptée la plus grande partie des escarpements blanchâtres ou bleuâtres qui trouent les sombres forêts de conifères.

Dans cette série néritique du Jurassique supérieur, il faut toutefois mettre à part certains faciès marneux, Ptérocérien par exemple, et surtout signaler à la fin de la série les calcaires marneux, bréchoïdes du Purbeckien (J⁷) qui renferment des cailloux multicolores, surtout noirs, peu roulés : il y a là un niveau très significatif du point de vue de la paléogéographie, car il témoigne non seulement de la diminution de profondeur de la mer oolithique, mais même de la phase semi-continentale d'émersion partielle qu'a connue la région entre la fin du Jurassique et le début du Crétacé.

C. — CRÉTACÉ.

Après cette brève période semi-continentale la mer est revenue dans le Jura méridional dès le Valanginien, c'est-à-dire peu après le début du Crétacé. D'abord mer peu profonde dont témoignent les dépôts néritiques du Valanginien, elle s'est approfondie à l'Hauteriviien pour se réduire ensuite à une tranche d'eau peu épaisse dans laquelle se sont développés les récifs coralliens du Barrémien à faciès Urgonien. Puis une nouvelle transgression se manifeste dès l'Aptien et la mer s'approfondit de nouveau au milieu du Crétacé supérieur ; elle s'est peut-être maintenue jusqu'à la fin du Crétacé, encore que la question soit controversée. Nous allons voir en effet que les couches du Crétacé moyen et supérieur sont extrêmement rares dans le Jura méridional. Est-ce le témoignage d'une absence de sédimentation à cette époque ? Est-ce au contraire la marque de l'abrasion marine ou plutôt des dénudations qui se sont produites au début du Tertiaire ? Nous penchons, avec M. Vincienne, pour la seconde réponse, en raison des indications stratigraphiques fournies par le Jura septentrional (4) et de l'évolution morphologique du Jura méridional au Tertiaire telle que nous invitent à la reconstituer les aspects du relief actuel (5). De ces considérations paléogéographiques il résulte que l'on peut distinguer dans le Crétacé deux séries de terrains bien distinctes dont une seule, celle du Crétacé inférieur, compte dans le paysage actuel et dont l'autre, celle du Crétacé moyen et supérieur, n'a aucun intérêt morphologique.

(4) Cf. Glangeaud (L.). Les nouvelles théories sur la formation du Jura. Bull. Soc. Hist. Nat. Doubs. 1948-52, p. 5-16, et aussi : Les caractères structuraux du Jura. Bull. Soc. Géol. France, 1949, fasc. 7-8-9.

(5) Cf. infra, 2^e partie, Chap. 12.

1° Crétacé inférieur.

La série du Crétacé inférieur qui joue un rôle non négligeable dans le paysage de la partie orientale et surtout dans le Bas-Bugey comprend essentiellement deux formations dures, le Valanginien (Cv) épais de 110 m. environ et l'Urgonien (CIII) dont l'épaisseur, variable, peut atteindre 100 m., mais n'excède pas parfois 40 m., encadrant une formation plus tendre de mer profonde, l'Hauterivien (CIV) dont la puissance oscille entre 65 et 90 m.).

Les calcaires oolithiques et coralligènes du Valanginien, lités en gros bancs, surtout à la partie inférieure, ne renferment qu'une mince assise de marnes jaunes dans la partie médiane; très durs et très fissurés, ils constituent toujours de vigoureux reliefs, notamment des crêtes et des barres au milieu ou sur les bordures des synclinaux où ils se prêtent admirablement à la karstification. Il en est de même du Barrémien qui, mis à part la base légèrement marneuse et le sommet un peu crayeux, revêt le faciès urgonien, avec de gros bancs massifs qui, à l'Est, constituent des plateaux ou des voûtes très âpres, striées de lapiez et criblées de dolines.

L'Hauterivien au contraire se présente sous l'aspect d'un calcaire marneux ou de marnes faciles à affouiller (6) qui ont donné naissance, dans le Bas Bugey surtout, à de nombreuses combes monoclinales: le sillon étroit évidé dans l'Hauterivien et dominé par le crêt Valanginien représente même un élément classique du paysage en bordure des monts du Bas-Bugey. Ces terrains du Crétacé inférieur ont disparu, du fait de l'érosion, des anticlinaux du Haut-Bugey et n'ont été conservés dans cette contrée que dans les synclinaux, tel le Valromey et le val d'Hauteville, ou dans certains blocs effondrés, comme dans la région de Cerdon. En revanche et par exception, ils constituent la carapace des anticlinaux du Bas-Bugey (Montagne de Parves et Mont Tournier, chaînon de Montbel) et des marges savoyardes (Montagne des Princes, Gros Foug et Vuache, sans parler du Salève).

2° Crétacé moyen et supérieur.

Après une phase d'émersion, ou au moins de réduction des mers à une mince pellicule d'eau, au cours de laquelle une partie du Barrémien a été érodé ou abrasé, comme en témoignent les surfaces taraudées du sommet de cet étage, une nouvelle transgression marine s'est produite dont il est difficile de dire quand elle a pris fin. On a vu en effet plus haut que la rareté des dépôts du Crétacé moyen et inférieur peut donner lieu à deux interprétations opposées. Il semble probable que la mer ne s'est retirée qu'à la fin du Crétacé et que ce sont les érosions et parfois les abrasions considérables qui ont pris place à l'Eocène et en partie à l'Oligocène qui ont fait disparaître la majeure partie des couches déposées au fond de ces mers. Quoi qu'il en soit l'intérêt morphologique des terrains du Crétacé moyen et inférieur est presque nul car il n'en subsiste que des lambeaux rares

(6) Sauf toutefois dans le Nord et l'Ouest (Revermont) où l'Hauterivien devient dur.

et fort exigus; à l'Ouest d'une part, vers Lains et Saint-Julien-sur-Suran, ainsi qu'aux environs de Leyssard, dans la chaîne des Berthiant, à l'Est d'autre part, aux environs de Bellegarde et sur le pourtour de la Montagne des Princes. Il s'agit de plus de dépôts marneux, sableux ou gréseux, le plus souvent friables, ce qui explique qu'ils aient été assez facilement éliminés par l'érosion. Enfin ce sont des couches très minces dont l'épaisseur ne dépasse pas le plus souvent quelques mètres.

Ces lambeaux de Crétacé supérieur, Aptien, Albien, Cénomarien, Turonien et Sénonien, qui se différencient d'ailleurs des couches du même âge observées dans le Bassin Parisien et se rapprochent de celles des Alpes, ne représentent qu'une part infime dans la série stratigraphique du Jura méridional et n'ont pour ainsi dire pas influé sur les aspects du relief.

II. — TERTIAIRE

Caractères généraux.

Avec le Tertiaire, le Jura méridional entre dans une phase nouvelle de son histoire géologique, phase caractérisée par la fréquence des périodes d'émersion et de soulèvement suivies bien entendu de démolition et la diminution de la sédimentation marine au profit des dépôts lagunaires et lacustres qui ne recouvrent à chaque phase déterminée qu'une superficie restreinte. Ce n'est pas que la mer n'ait jamais fait son apparition au Tertiaire, loin de là; mais elle n'a guère intéressé que les bordures, s'insinuant entre les chaînes émergées par des golfes plus ou moins profonds tantôt à l'Est et au Sud, tantôt à l'Ouest.

Nous aurons l'occasion de revenir longuement sur l'histoire du Jura au Tertiaire à propos de l'étude des styles tectoniques (7) et surtout en examinant l'évolution des aplanissements pré-pon-tiens (8). Bornons-nous ici à donner seulement quelques indications sommaires sur les conditions dans lesquelles s'est effectuée la sédimentation et qui influent bien entendu sur la nature des dépôts.

Après l'exondation complète qu'a connue la région au début du Tertiaire, après les grandes érosions qui ont détruit les terrains friables du Crétacé supérieur et enfin après les mouvements postéocènes, qui datent probablement du début du Stampien, un régime lacustre et lagunaire s'est installé dans les synclinaux en voie de formation. C'est alors que se sont manifestés les importants mouvements aquitaniens caractérisés surtout par des dislocations et sur lesquels les géologues jurassiens, et notamment M. Glangeaud, ont avec raison beaucoup insisté. Ces mouvements ont été suivis par une importante transgression marine venant de l'Est, mais qui n'a dû envahir que les parties basses, synclinales. C'est la mer miocène

(7) Cf. infra, 1^{re} partie, Chapitre 2, B.

(8) Cf. infra, 2^e partie, Chapitre 12.

au fond de laquelle vont s'accumuler, comme d'ailleurs dans les lacs et lagunes oligocènes, les produits de destruction des chaînes jurassiennes émergées et même des chaînes alpines proches. Ainsi se forment les différents étages de ce que l'on a appelé la molasse. On note parfois une discordance entre la molasse transgressive et les terrains sous-jacents: le fait est visible en plusieurs points et notamment à Volland, près de Pyrimont, où M. Vincienne a signalé une discordance entre l'Aquitainien et l'Urgonien sur la paroi orientale du canyon du Rhône (9). On conçoit l'importance d'une pareille constatation quand il s'agit de reconstituer l'évolution morphologique du Jura méridional: nous aurons l'occasion d'y revenir.

A la fin de l'Helvétien la mer quitte définitivement le Jura oriental tandis qu'elle apparaît sur la bordure occidentale (Tortonien marin du vallon de l'Ecotay, près de Jujurieux), où d'ailleurs au Pontien la mer tortonienne sera remplacée par de l'eau douce. C'est alors que se produit la phase paroxystique de mouvements, ou plutôt les diverses phases de surrections et de plissements qui ont pris place à la fin du Pontien et tout au début du Pliocène: ce sont elles qui ont conféré à la chaîne sa structure tectonique actuelle, exception faite des réajustements post-tectoniques (collapse structure) et du soulèvement d'ensemble fini-pliocène, en même temps qu'elles déclenchaient une puissante érosion qui a vigoureusement raboté les voûtes anticlinales, remanié les aplanissements pré-pontiens et commencé le creusement du réseau de vallées tel qu'il apparaît actuellement. Il va sans dire que les produits, grossiers, de cette érosion intense et toute proche se retrouvent dans les dépôts de la fin du Pontien.

Au Pliocène enfin, en dehors des cailloutis fluviaux qui ont été signalés sur la carte géologique sur la bordure Ouest entre Cerdon et Jujurieux, et sur le versant oriental de la Montagne de l'Épine au-dessus de Saint-Sulpice, il existe très vraisemblablement d'autres dépôts en d'autres points bas, dans les synclinaux notamment, comme nous aurons l'occasion de le montrer (10). Il faut signaler en outre que le Pliocène lacustre bressan qui apparaît au pied du Revermont et vers Pont-d'Ain et Priay est légèrement redressé contre le Jura: nous trouvons ici une confirmation de la réalité des mouvements de surrection qui ont affecté les chaînes du Jura du Sud au Pliocène moyen et supérieur et qui, d'après les études de M. Journaux dans la région de Pont-d'Ain [109] et nos propres observations dans le pays de Gex en bordure de la haute chaîne (11), se sont poursuivis jusqu'à une époque récente, si même ils ne se manifestent pas encore actuellement. Il faut noter d'ailleurs, si l'on en croit les données fournies par l'analyse morphologique, que cette surrection fini-pliocène a été beaucoup plus importante à l'Est qu'à l'Ouest, ce qui n'a rien d'étonnant si on la considère comme une

(9) Cf. Vincienne (H.). Livret-Guide de l'excursion de 1936 du Laboratoire de Géographie physique et Géologie dynamique de la Sorbonne [63].

(10) Cf. 3^e partie. Chapitre consacré au remblaiement pliocène.

(11) Cf. infra, 1^{re} partie, Chap. 2, B.

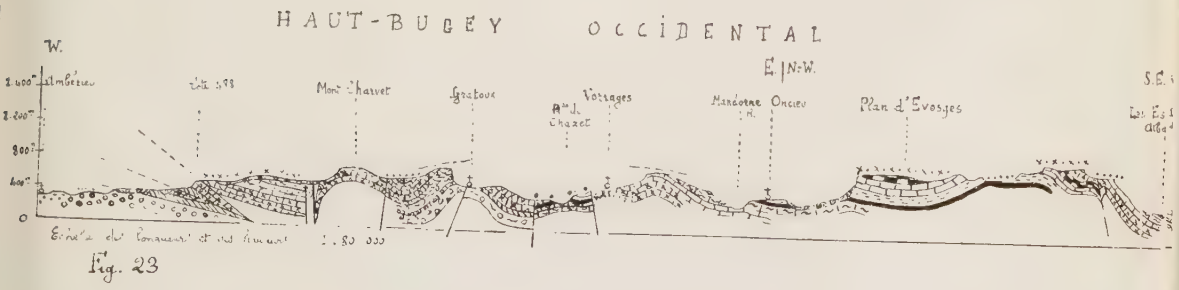
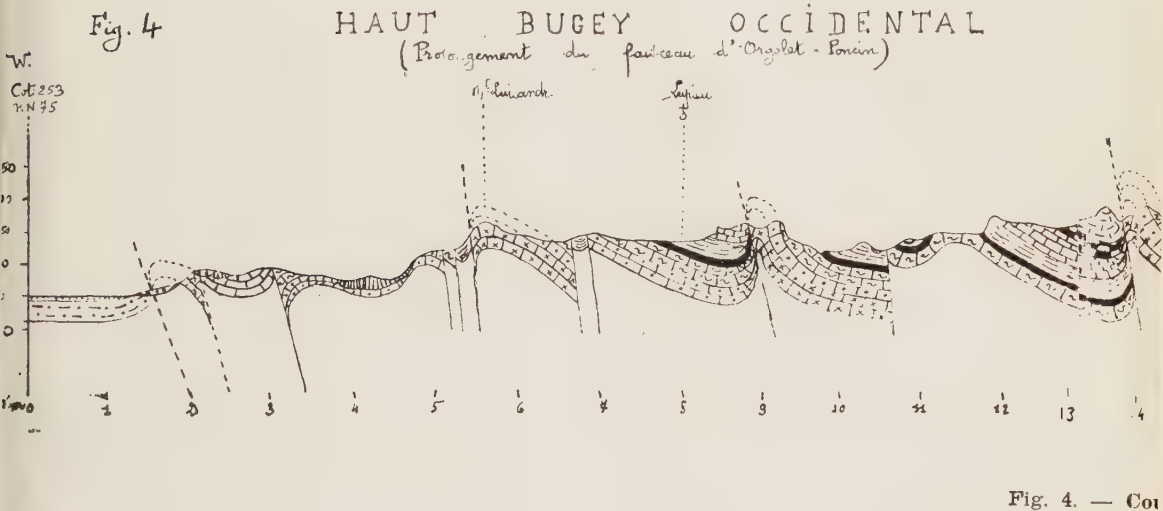
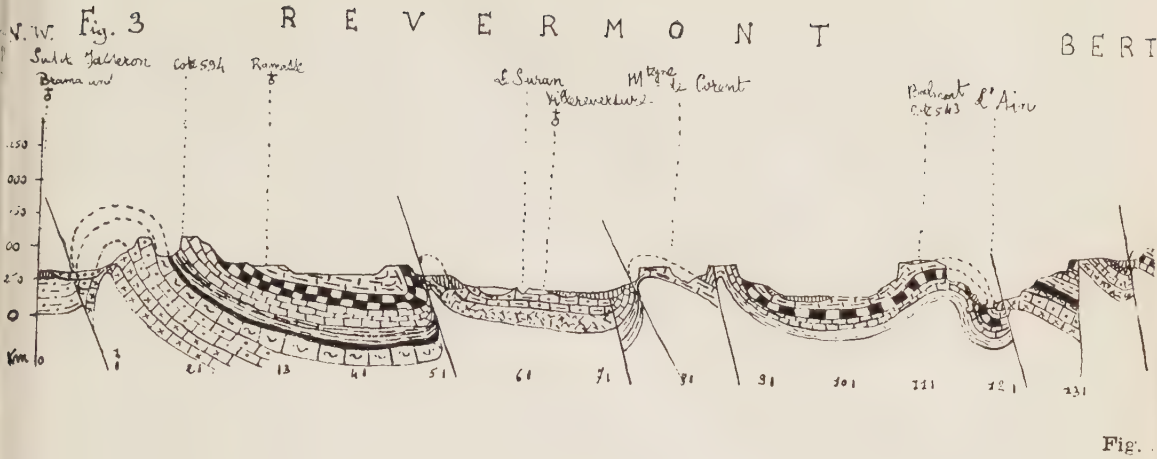
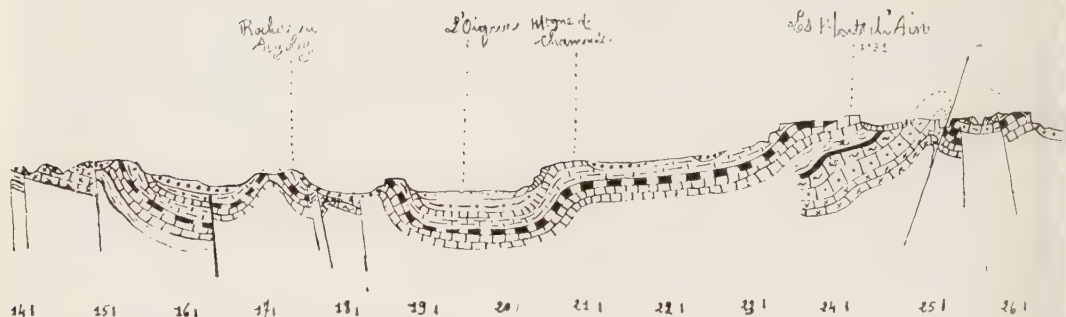


Fig. 23. — Coupe d'e
et écailles), les lani
Haut-Bugey central
Grand-Colombier, et

iant

HAUT BUGEY CENTRAL



3. — Coupe de Jasseron à Savigny par Villereversure, le Signal des Monts d'Ain, la Forêt des M



pe du Nord d'Ambérieu au Fier par Lupieu, Lacoux, le Sud d'Hauteville, le Valromey, le

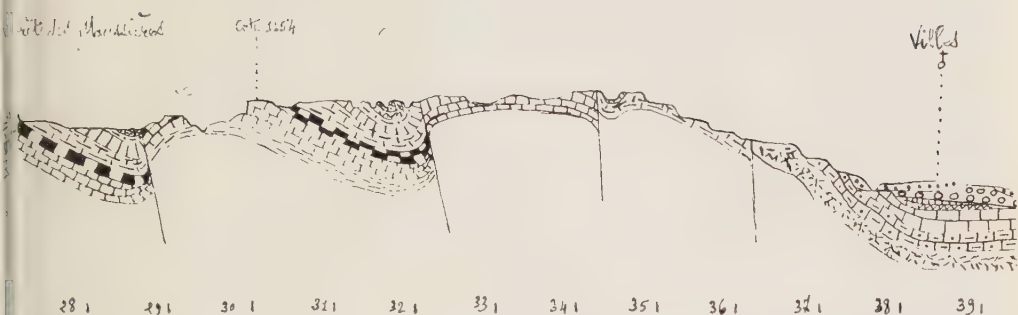


Echelle de longueur et de hauteur 1:80.000.

ensemble à travers le Jura méridional, d'Ambérieu à Bonne guête, à travers la bordure occidentale et monoclinaux cassants du Haut-Bugey occidental (prolongement du faisceau d'Orgelet-Lacoux), le Val du Rhône, encadré à l'Ouest par le Jura méridional, à l'Est par le pli plus lourd, plus récent et moins élevé de la Montagne des Princes (lourde de la molasse).

RETORD

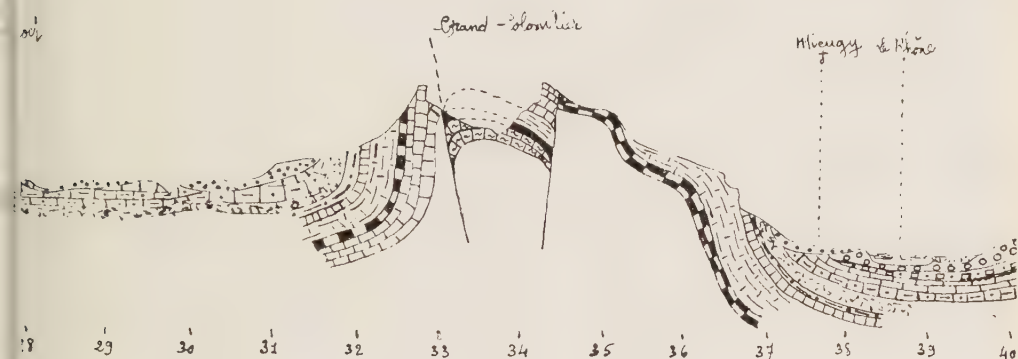
MICHAÏ



ères, Villes et le Vuache. Echelle des longueurs = 1 : 80 000. Echelle des hauteurs = 1 : 5

EY

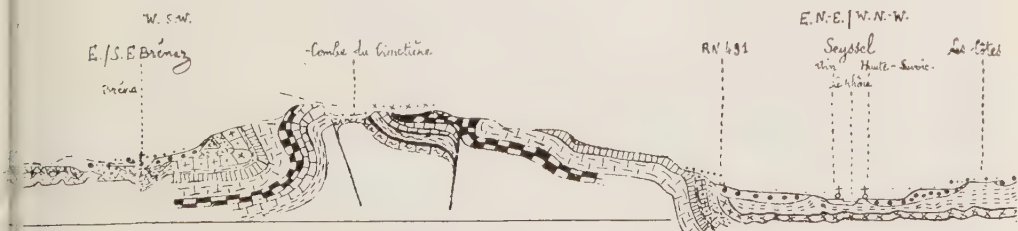
VAL DU RHÔNE



Colombier, le Val-du-Rhône et le Gros-Foug. Echelle des longueurs = 1 : 80 000. Echel

GRAND COLOMBIER

VAL DU RHÔNE



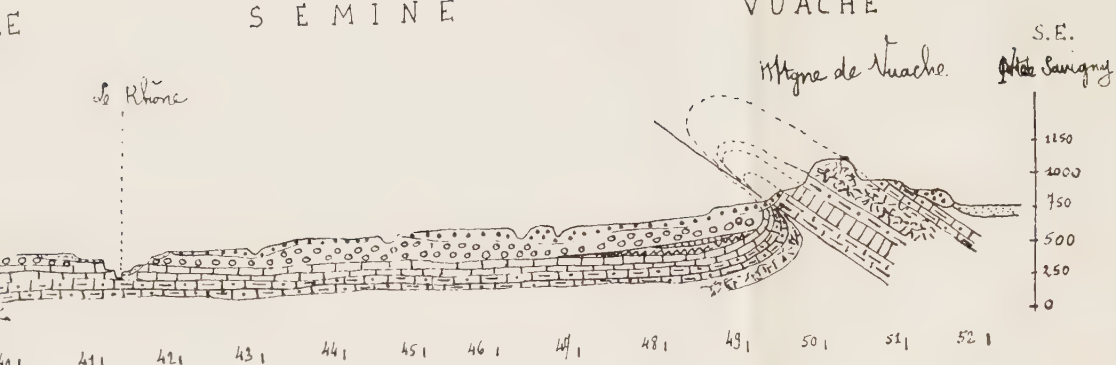
Echelle des longueurs et des hauteurs : 1 : 80.000.

Pontien chevauché par le Jurassique
(a), les plis plus lâches et coffrés du
des exalté et doublement déversé du
le urgonienne émergeant assez peu

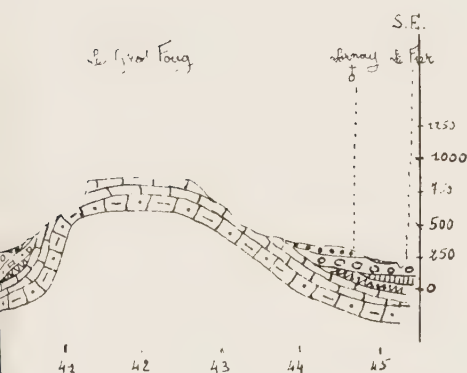
E

S E M I N E

VUACHE

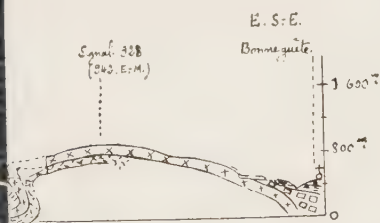


000.



le des hauteurs = 1 : 50 000.

MONTAGNE DES PRINCES



A1A Limous, Boules

a² alluvionsa¹ p, a¹ f² d'ernea¹ d¹, a¹ d²a¹ g¹ f² b

Ternissid

post-glaciaire

g¹ p¹, g¹ f² bg¹ p¹, g¹ f² b

glaciale

m⁴ Pontianm² Bourdigalienm¹ AquitainienC⁶ Crétacé supérieurC²⁻³, C¹⁻¹¹ Gault et AptienC^{III} BarremienC^{IV} HauterivienC^V ValanginienJ⁸ PurbeckienJ⁷ PortlandienJ⁶⁻⁵ KimmeridgienJ⁴ AstartienJ³ RauracienJ² OxfordienJ¹ CallovienJ¹⁻¹¹¹ BathonienJ^{IVa} Bajocien sup.J^{IVb} Bajocien inf.

réplique, d'ailleurs fortement atténuée, du soulèvement qui a affecté les Alpes à la même époque.

D'après ce qui vient d'être dit de l'histoire du Jura méridional au Tertiaire nous allons donc avoir affaire à des lambeaux de terrains assez peu étendus qui apparaissent surtout sur les bordures occidentales et orientales, parfois dans les synclinaux du Haut-Bugey central où ils ont été conservés pincés dans les plis, et surtout dans les zones déprimées du Bas-Bugey et des marges savoyardes où la tendance constante à l'effondrement les a préservés des érosions ultérieures et où ils occupent des surfaces plus étendues qu'ailleurs et jouent un certain rôle morphologique. Il s'agit de terrains ayant une origine très variée puisque l'on rencontre des dépôts marins, Burdigalien supérieur et Helvétien notamment, lacustres ou lagunaires, tel le Stampien de la bordure orientale, et aussi continentaux, comme les conglomérats aquitaniens de la lisière occidentale du Revermont et du Bugey de Ceyzériat à Lagnieu. Ce sont en outre des terrains en majorité peu résistants à l'érosion car les sables, marnes et grès tendres dominent parmi eux, bien que l'on rencontre parfois des niveaux plus résistants représentés par des calcaires lacustres, des grès durs ou des conglomérats et poudingues. Enfin pour en finir avec les caractères essentiels de ces couches tertiaires, il faut souligner que, sauf dans le Bas-Bugey, principalement dans la partie orientale du Bassin de Belley, et dans le val de Novalaise, ces terrains couvrent une superficie trop restreinte pour jouer un rôle important dans le relief actuel. En revanche — et nous aurons souvent l'occasion de le constater —, leur signification morphologique est particulièrement importante et ils fournissent des renseignements très précieux sur l'évolution du Jura pendant le Tertiaire.

A. PALEOGÈNE.

A l'intérieur du Paléogène, l'Eocène est extrêmement peu représenté dans le Jura méridional — et encore certains de ces gisements sont-ils sujets à controverses —, tandis que l'Oligocène, bien que moins abondant dans notre région que le Miocène marin et lacustre, se rencontre en des secteurs plus nombreux et un peu plus étendus.

1° *Eocène.*

On a coutume de ranger dans l'Eocène inférieur et moyen, par analogie avec des dépôts de même nature identifiés dans l'Isère, des sables siliceux plus ou moins fins, de couleurs très diverses, parfois même bigarrés. Ces sables continentaux, qui sont stratifiés, semblent provenir de la destruction du Crétacé supérieur et moyen et du remaniement de l'Albien. Parfois consolidés en grès, ils renferment ailleurs des lits de conglomérats. Dans l'est du Jura, notamment dans la région de Bellegarde, sur le pourtour du Gros Foug et de la Montagne des Princes, et vers Saint-Béron (Savoie), ces sables, attribués à l'Eocène, sont à l'état de lambeaux discontinus qui reposent sur les formations crétacées, Urgonien, Aptien ou Albien, ou encore

sont contenus dans des poches karstiques ouvertes dans l'Urgonien. Dans l'intérieur et à l'Ouest de la chaîne, on peut leur rapporter de nombreux lambeaux de sables de couleurs diverses qui remplissent des cavités du calcaire jurassique et qui n'ont pas été, bien entendu, mentionnés sur la carte géologique [37] [70].

Enfin, on attribue aussi ordinairement à l'Eocène, au moins une partie des formations sidérolithiques qui remplissent elles aussi des fissures des calcaires ici et là: il s'agit d'argiles rouges de décalcification plus ou moins sableuses et très ferrugineuses qui renferment parfois, au Salève notamment, du minerai de fer pisolithique; on les rencontre sur les calcaires jurassiques et crétacés, surtout dans les chaînes du Sud-Est, mais aussi à l'Ouest, en particulier sur le versant occidental du massif du Molard de Don. Toutefois, comme nous en discuterons en examinant l'évolution morphologique du Jura méridional au Miocène, il n'est pas impossible que ces formations sidérolithiques aient été élaborées plus tardivement, à l'Oligocène et au Miocène.

2° Oligocène.

L'Oligocène du Jura du Sud renferme deux catégories de terrains bien distinctes et d'importance très inégale si l'on considère la superficie couverte par les affleurements: dans la première catégorie on peut ranger des sédiments lagunaires ou lacustres, plus rarement marins, qui intéressent seulement l'Est et le Sud-Est de notre région; la seconde est constituée par des dépôts continentaux que l'on trouve surtout sur la bordure Ouest et en quelques rares endroits à l'intérieur de la chaîne.

a) *Sédiments lagunaires et lacustres.* Ceux-ci sont représentés par le Chattien, le Stampien [17], [37], qui n'affleurent qu'en bordure de la Montagne des Princes et l'Aquitanien lacustre, étage de la molasse d'eau douce, offrant d'ailleurs quelques intercalations de faciès lagunaire et saumâtre, qui est localisé dans les synclinaux des bordures orientale et méridionale du Jura ainsi que dans les marges savoyardes, et s'oppose aux dépôts de même âge observés dans les zones centrale et occidentale du Jura du Sud. Très polymorphe, — ce qui indique combien ont rapidement varié les conditions de sédimentation dans cette contrée à cette époque et par suite combien grande était son instabilité — cet Aquitanien passe insensiblement à la molasse marine, annonçant ainsi la grande transgression miocène qui va suivre.

b) *Dépôts continentaux.* A cet Aquitanien lagunaire et lacustre de l'Est et du Sud-Est de notre région s'oppose un Aquitanien de faciès continental. On rapporte en effet à l'Aquitanién un conglomérat calcaire souvent à ciment rouge, parfois versicolore et travertineux, que l'on rencontre d'abord sur la bordure occidentale du Revermont et du Bugey (Ceyzériat, Boisserolles, Poncin, Douvres, Lagnieu) et aussi les conglomérats à ciment rouge que la carte géologique de Nantua mentionne à l'Ouest d'Hautecour et ceux que M. Cholley et M. Vincienne ont signalés à Brénod.

B. — NÉOGÈNE.

Parmi les terrains néogènes les uns, ceux du Miocène, bien que constituant des affleurements relativement réduits, intéressant le Jura méridional lui-même et se rencontrent à l'intérieur de la chaîne, les autres au contraire, les terrains pliocènes, ne sont observés qu'en bordure du Jura, en Bresse surtout, du moins le Pliocène lacustre, car, comme nous le verrons, il existe à l'intérieur du Jura du Sud des cailloutis fluviaux que l'on peut, avec quelque vraisemblance, rapporter au Pliocène.

1° *Miocène.*

On peut distinguer, à l'intérieur du Miocène, le Miocène inférieur en grande partie marin qui n'apparaît que dans l'Est et le Sud-Est du Jura méridional, et le Miocène supérieur où prédomine le faciès lacustre avec apports de nombreux éléments continentaux et qui affleure à la fois sur la bordure occidentale du Bugey, en quelques points du Revermont et dans les synclinaux du Bas-Bugey et des marges savoyardes. Il faut enfin remarquer que du fait de l'étendue de ses affleurements dans le Bas-Bugey, le Miocène joue un rôle qui n'est pas négligeable dans les aspects du paysage.

a) *Miocène inférieur.* Le Miocène inférieur, qui comprend le Burdigalien et l'Helvétien (m²) (12), constitue ce que l'on a coutume d'appeler la molasse marine, résultat de la grande transgression miocène qui a envahi l'Est et le Sud-Est du Jura et dont les dépôts ont été conservés dans les synclinaux ainsi que dans le synclinorium compris entre le Jura et les Alpes. Il convient toutefois de remarquer que le Burdigalien inférieur a encore un faciès d'eau douce et n'apparaît qu'en de rares endroits, par exemple dans le Val du Rhône entre Bellegarde et Culoz; il manque le plus souvent ailleurs, ce qui montre combien était accidentée la topographie des dépressions du Jura au début du Miocène: des lacs subsistaient dans certains creux tandis que des parties plus élevées, encore soumises à l'érosion subaérienne, ne devaient être submergées par la mer qu'à l'époque suivante.

Mais ce qui compte surtout dans le Miocène inférieur ce sont les puissantes assises (200 m. d'épaisseur environ) du Burdigalien supérieur et de l'Helvétien réunis, car il est difficile de distinguer ces deux étages. Transgressif sur l'Aquitainien, l'Eocène et les divers étages du Crétacé inférieur — renseignement précieux du point de vue morphologique — cet imposant ensemble se rencontre dans la partie orientale du Bugey et notamment dans le Val Romey, le Val du Rhône, le bassin de Belley surtout où ils donnent naissance à un paysage de collines sur lesquelles est bâtie la ville de Belley, dans le Pays de Gex et dans le val de Novalaise-Aiguebelette.

(12) C'est du moins la division adoptée par M. Vincienne. Les cartes géologiques distinguent tantôt Burdigalien supérieur (m²) et Tortonien-Helvétien (m³) (feuille de Nantua), tantôt Burdigalien supérieur (m²) et Vindobonien (m³) (feuille de Chambéry).

b) *Miocène supérieur*. Le miocène supérieur est d'abord représenté par le Tortonien qui n'affleure d'ailleurs qu'en un seul point, sur la bordure occidentale du Bugey, dans le vallon de l'Ecotay au nord de Jujurieux. Mais le principal représentant du Miocène supérieur est évidemment le Pontien, dont les affleurements, relativement restreints aujourd'hui, ont été plus étendus jadis, qui est surtout beaucoup plus épais et affecté d'une importante signification tectonique et morphologique.

Sur la bordure Ouest, où il apparaît dans les vallées et ravins qui échancèrent le Revermont et le Bugey depuis Ceyzériat jusqu'à Lagnieu et dans les vallées du Suran et de l'Ain, il revêt un faciès d'eau douce (Jujurieux, Soblay), sauf toutefois à Saint-Germain près Ambérieu et à Bettant où l'on rencontre des conglomérats renfermant parfois d'énormes blocs calcaires. Ces derniers témoignent évidemment d'une érosion intense et proche, consécutive aux grands bouleversements tectoniques qui ont marqué la fin du Pontien dans le Jura méridional.

Assez loin de là, le Pontien apparaît encore dans le val de Novaisaise sous forme d'assises très épaisses (500 m.) de poudingues interstratifiés de marnes et lignites. Ce faciès de dépôts pontiens, conservés cette fois-ci à l'intérieur de la chaîne et qui ont dû être jadis bien plus répandus, prouve assez combien ont été intenses les mouvements et, partant, les érosions, qui ont affecté le Jura méridional à la fin du Pontien.

2° *Pliocène*.

Le Pliocène revêt dans notre région deux aspects sur lesquels nous ne nous étendrons pas, l'un, le Pliocène lacustre, parce qu'il affleure à l'Ouest en dehors du Jura, quoique proche de lui, l'autre, le Pliocène continental fluviatile, parce qu'il en sera discuté ultérieurement à propos de l'examen du remblaiement pliocène (13).

a) *Pliocène lacustre* : Le Plaisancien bressan, qui forme le substratum du Glaciaire de la Dombes, et qui ne touche les chaînes calcaires du Bugey qu'en un point, entre Saint-Denis-en-Bugey et Bettant, n'offre d'intérêt pour nous que par l'indication tectonique fournie par son dispositif. En effet, si ce Pliocène lacustre est encore subhorizontal le long de la Côteière de l'Ain, de Loyes à Priay, on le voit se redresser vers l'Est au contact des chaînes de bordure du Bugey : nous avons donc ici la preuve des mouvements de surrection qui ont affecté le Jura méridional à la fin du Pliocène.

b) *Pliocène continental* : Outre ce Pliocène lacustre la carte géologique (feuilles de Nantua et de Chambéry) mentionne l'existence de cailloutis et de quartzites qui ont été rapportés au Pliocène : nappes de quartzites très patinés, souvent de grande taille, enrobés dans un limon argileux dans lesquels certains ont voulu voir les restes d'une glaciation fini-pliocène ou gūnzienne et qui sont largement représentés aux environs de Neuville-sur-Ain et de Pont-d'Ain ;

(13) Cf. *infra*, 3° partie.

cailloutis fluviatiles bien roulés apparaissant à l'Ouest de Breignes et sur le versant oriental du vallon de l'Ecotay et peut-être apportés par un cours pliocène de l'Ain; enfin cailloutis élevés (ils apparaissent entre 700 et 800 m.) que l'on rencontre sur le flanc oriental de la chaîne de l'Epine-Mont du Chat. Outre ces gisements mentionnés par les cartes géologiques, on rencontre en maints endroits dans les dépressions du Jura méridional sous la pellicule de Glaciaire, des cailloutis fluviatiles qui remplissent une bonne partie de ces dépressions et semblent constituer le plus clair de ce que les auteurs de la carte géologique de Nantua ont rangé sous la dénomination de Glaciaire local. Il paraît très probable que nous avons affaire, là aussi, à un remblaiement pliocène qui a été en grande partie conservé dans le Jura méridional, au contraire de ce qui s'est passé dans les Préalpes voisines. Nous en reparlerons souvent au cours de notre étude et notamment quand nous examinerons la question de ce remblaiement pliocène.

Une étude des terrains qui constituent le Jura méridional devrait évidemment comporter l'examen des diverses formations glaciaires et fluvio-glaciaires qui tiennent tant de place dans notre région. En raison de la nature très particulière de ces terrains, il a paru plus opportun d'en faire la description dans la partie spéciale (14), qui sera consacrée aux phénomènes glaciaires, en même temps que sera abordée l'étude de l'évolution morphologique de la région au Quaternaire.

(14) Cf. 4^e partie, B.

CHAPITRE II

LA TECTONIQUE

Après avoir sommairement décrit les terrains qui affleurent dans le Jura méridional il faut examiner la manière dont ils sont disposés dans les chaînes et les dépressions, et essayer de reconnaître les différents styles tectoniques qui se manifestent dans notre région. Mais le Jura méridional ne saurait être isolé du reste du Jura et les problèmes qui ont été posés, les découvertes qui ont été faites dans le Jura central et septentrional ne peuvent manquer d'intéresser le Sud de la chaîne jurassienne. Aussi paraît-il nécessaire d'évoquer, au moins rapidement, les travaux récents qui ont été effectués sur l'ensemble du Jura et de préciser les caractères généraux de la tectonique de cette chaîne telle qu'on se la représente actuellement avant de montrer en quoi consiste l'originalité du Jura méridional et de décrire les principaux styles tectoniques que l'on peut déceler dans notre région.

A. — *Caractères généraux*

1° *Les anciennes théories sur la structure du Jura.*

Si certains géologues faisaient appel à des notions complexes soit pour expliquer l'origine du plissement du Jura, soit surtout pour rendre compte de certaines complications bien localisées (1), la plupart du temps le Jura était jadis considéré comme une chaîne simple et bien connue: elle était prise comme le type même des plis réguliers et simples qu'interrompaient à peine ici et là quelques dislocations et plis-failles avec des décollements locaux. Il est incroyable de voir à quel point cette conception simpliste d'une succession régu-

(1) Cf. en particulier les théories des « virgations », serres et butoirs de Suess et de ses élèves, les « plis de fond » de l'Ecole d'Argand et la théorie des nappes de charriage de Lory et Marcel Bertrand.

lière d'anticlinaux et de synclinaux persiste dans les manuels de géographie qui traitent du Jura. Il faut reconnaître toutefois que Thurmann, le premier géologue qui ait étudié rationnellement le Jura, a pressenti les complications importantes qui affectent cette chaîne et a affirmé que « le soulèvement du Jura n'est point le résultat d'un accident unique, mais le produit d'une série de commotions qui auraient eu lieu pendant toute la période comprise entre la fin des terrains jurassiques et la fin de l'époque tertiaire ». Il avait donc soupçonné l'existence de nombreuses phases de dislocations qui caractérisent l'histoire tectonique du Jura et que séparent des phases non moins nombreuses d'érosion intercalaire.

Beaucoup plus récemment, entre 1930 et 1940, les remarquables travaux de M. Vincienne sur le Jura méridional ont mis en évidence l'importance des plissements et des périodes d'érosion antérieures au Pontien, ces dernières ayant créé des hiatus qui ont localisé les complications tectoniques qui ont surgi lors des mouvements paroxysmaux du Pontien, telles que le décollement de La Rivière près de Chézery (Ain) [60] et les anomalies observées dans la Montagne de Corent en Revermont [65]. Il semble que M. Vincienne ait été le premier à mettre l'accent sur le rôle joué par les plis et surtout les hiatus d'érosion antérieurs au Pontien. Mais pour lui ces anciens plissements oligocènes étaient relativement simples et réguliers.

Il faut attendre les travaux des géologues suisses, tels que MM. Aubert [1], [2], [3], [4] et Wegmann [71], et français, ceux de Schneegans, de M. Glangeaud et de leurs élèves de l'Ecole Supérieure des Pétroles et de la Faculté des Sciences de Besançon, travaux qui se sont échelonnés depuis une quinzaine d'années seulement, pour que soient mises en évidence les complications tectoniques très importantes qui ont affecté le Jura avant le Pontien, et en particulier le rôle des grandes dislocations, le plus souvent subméridiennes, et des jeux du socle qui ont retenti de façon profonde sur la tectonique pontienne et pliocène et sur les aspects du paysage actuel (2). Nous sommes loin des anticlinaux et synclinaux plissés régulièrement tels qu'on les concevait jadis; la conception d'un premier plissement oligocène très simple est elle-même dépassée. Les levés de précision au 1/20.000 effectués depuis 1940 dans le Jura franc-comtois surtout et une connaissance plus précise du sous-sol, grâce aux sondages de la bordure bressane, et surtout grâce aux mesures gravimétriques, ont fait faire de grands progrès à la connaissance de l'histoire géologique du Jura et ont permis de poser les problèmes tectoniques sous un angle nouveau. Ceci nous amène à préciser les problèmes que fait surgir l'étude de la tectonique du Jura.

(2) Il faut toutefois rappeler que M. Cholley, dès 1932, à propos de ses études sur le Bas-Bugey et le Molard-de-Don [89] et [90], puis M. Vincienne [61] avaient déjà insisté sur le rôle important joué par le socle sous-jurassien dans la structure tectonique et même dans les aspects du paysage.

2° Les problèmes du Jura.

On a vu que le Jura a longtemps représenté dans l'esprit de beaucoup de géologues un faisceau de plis simples, offrant par endroits quelques plis faillés, et qu'il n'était qu'une virgation vers le Nord de quelques plis alpins. Selon que les géologues qui l'examinaient étaient habitués à décrire les structures hercyniennes ou les mécanismes de l'orogénèse alpine, le Jura était interprété tantôt comme une montagne de style hercynien, où prédominent les dislocations verticales, tantôt comme un ensemble de chaînes plissées uniquement affectées par des mouvements tangentiels horizontaux, des plis et chevauchements de type alpin. Cela était d'autant plus naturel que le Jura constitue une région de transition qui a subi des influences diverses et successives, comme devait s'attacher à le montrer M. Glangeaud, « un morceau de la zone hercynienne à demi engagé dans le plissement alpin » comme l'avait dit dès 1932, M. Cholley. En fait le Jura offre toute une gamme d'accidents très divers, allant de la simple faille verticale de type rhénan aux chevauchements, peu étendus d'ailleurs, qui se rattachent au style alpin.

Le premier problème que pose l'existence des chaînes jurassiennes consiste à savoir si elles sont constituées par une juxtaposition incohérente d'accidents variés, ou si au contraire elles offrent des lignes directrices précises susceptibles d'être expliquées par une théorie d'ensemble. Les récents travaux des géologues conduisent à penser que la seconde hypothèse est plus proche de la réalité: c'est ainsi que M. Glangeaud [21], [22] estime que le Jura forme un ensemble cohérent dont l'existence est liée à un bombement en amygdale du socle profond.

Mais dès que l'on essaie de préciser quel a pu être le moteur du plissement et le rôle du niveau argilo-gypseux du Trias par lequel la couverture de terrains secondaires repose sur le socle primaire, les controverses commencent. La couverture a-t-elle glissé dans son ensemble de l'Est vers l'Ouest sur un socle immobile et plan sous l'influence de la pression des nappes préalpines — comme le pensent M. Buxtorf et Lugeon [39] ? ou au contraire le socle jurassien a-t-il été entraîné de l'extérieur vers l'intérieur par suite d'un enfoncement sous les Alpes du Sial dans le Sima décrit par M. Umbgrove [55] ? Les deux théories ont soulevé des objections nombreuses que M. Glangeaud a reprises dans ses ouvrages et nous ne nous étendrons pas plus longuement sur ces considérations tectoniques d'ensemble, renvoyant aux articles et ouvrages spéciaux parus sur la question (3).

L'échec rencontré par ces deux théories dans l'explication de l'orogénèse jurassienne tient à ce fait que, si le Jura offre des lignes directrices nettes et constitue bien un ensemble cohérent, cet ensem-

(3) Cf. Lugeon (M.). Une hypothèse sur l'origine du Jura. Bull. Lab. géol. Univ. de Lausanne et Bull. Soc. vaud. Sc. nat. vol. 61, n° 856, 1941. Glangeaud (L.). Les nouvelles théories sur la formation du Jura. Bull. Soc. Hist. nat. Doubs, 1948, n° 52, p. 5-16. Glangeaud (L.). Tectonique comparée des nappes de glissement dans le Jura bressan et diverses régions méditerranéennes. B.S.G.F., 6^e série, T. III, 1953.

ble n'est pas susceptible d'être expliqué par une théorie monogène. Il a subi en effet, pour user de la terminologie si heureusement évatrice de M. Wegmann [71], l'empreinte de « tectoniques superposées » et, peut-on ajouter, d'importantes phases d'érosion intercalaire. Le Jura n'est pas dû à une phase tectonique unique ni à la mise en œuvre d'une manière homogène, loin de là. La structure actuelle du Jura résulte de la superposition de déformations apparues au Secondaire, de failles-plis d'âge oligocène, de jeux de blocs miocènes, de compressions et mouvements tangentiels pontiens, d'une surrection d'ensemble pliocène et enfin de périodes d'érosion intercalaires plus ou moins vigoureuses et plus ou moins prolongées.

Si l'on ajoute à cela que le style des plis du Jura se caractérise dans son ensemble par un décollement de la couverture par rapport au socle avec « jeux dysharmoniques » aux niveaux plastiques du Trias-Lias, de l'Oxfordien et du Crétacé inférieur, on peut considérer qu'un certain nombre de problèmes d'ensemble se posent, dont le principal aux yeux du géographe est un problème morphologique qui touche aux rapports existant entre l'évolution morphologique et les plissements, problème capital parce que dans le Jura les caractères tectoniques ont été directement influencés et déterminés par les phases intermédiaires d'érosion.

Si l'on veut envisager les problèmes seulement à l'échelle du Jura, en laissant de côté les questions d'ordre plus général, telles que celle de la transmission de la poussée alpine, le problème majeur qui se pose est celui du rôle joué par le socle dans l'orogénèse jurassienne. On a vu qu'à l'hypothèse de M. Lugeon qui admettait que la couverture secondaire du Jura aurait glissé d'une manière indépendante sur un socle primaire resté à peu près inerte, s'oppose la conception de MM. Aubert et Glangeaud [18 sqq.], selon laquelle il n'y a pas cisaillement au niveau du Trias et indifférence complète du socle, mais, bien au contraire, action majeure de ce dernier, qui intervient de façon décisive dans le plissement de la couverture, non seulement du point de vue statique, mais aussi dynamique. Le mérite principal de M. Glangeaud est peut-être d'avoir montré que le Jura constitue une chaîne polygène et que l'on peut y rencontrer des accidents de nature très variée, grandes dislocations majeures, telles celles qui bordent la Bresse, et dislocations secondaires dysharmoniques affectant seulement la couverture dont une partie est née lors de phases de distension, et dont l'autre partie est due aux ruptures des axes anticlinaux (plis-faillés classiques), qui se sont souvent manifestés dans le faisceau oriental dit faisceau helvétique. Cela nous mène à définir de façon plus approfondie en quoi consiste l'originalité de la tectonique jurassienne.

3° *L'originalité de la tectonique jurassienne.*

Les travaux récents de M. Glangeaud et de ses élèves ont mis en évidence l'importance du rôle joué par le socle et les jeux de blocs dans la formation du Jura (théorie des « pincées », des failles-plis et des glissements de la couverture sur les voussoirs), et l'alternance des phases de bouleversement et d'érosion qui se sont succédé au cours de l'histoire géologique du Jura; MM. Cholley [90], [93] et

Vinciennes [61] avaient auparavant insisté de leur côté sur la multiplicité des périodes d'activité orogénique, et sur l'importance des érosions intercalaires dans la formation des plis tels que nous les voyons maintenant. Ce sont donc ces deux aspects de l'originalité de la tectonique jurassienne que nous allons examiner.

A. — LE SOCLE SOUS-JURASSIEN.

Les renseignements que quelques sondages et prospections géophysiques nous apportent sur le socle primaire d'ailleurs atteint en peu de points, nous indiquent des variations importantes de sa profondeur et de sa nature [15], [35]. C'est ainsi que, pour prendre un exemple dans le Jura méridional, entre Torcieu et Vaux-Fevroux, sur 4 km. seulement le socle s'abaisse de — 370 m. à — 630 m. par suite d'une importante dislocation; ailleurs, en certains points, on estime qu'il peut s'abaisser au-dessous de — 2.000 m. En outre la nature du socle varie de façon très sensible d'une région à l'autre. En bordure du Jura comtois, le granit est recouvert par le Permien, lui-même surmonté par le Trias. A Grozon, près d'Arbois, le granit n'est plus qu'à — 22 m.; le socle s'est donc ici considérablement rapproché de la surface topographique actuelle. Un peu plus au Sud, au contraire, à Baume-les-Messieurs, le Permien a été traversé par la sonde de — 450 m. à — 1.183.; nouvelle descente du socle encore plus accentuée à Revigny près de Lons-le-Saunier où le Carbonifère est recouvert par le Permien et le Trias. Puis le socle se rapproche encore de la surface sous forme d'un noyau granitique au nord d'Ambérieu, tandis qu'au sud de Lagnieu, le Trias recouvre le Carbonifère. On voit donc à quel point le socle sous-jurassien est compartimenté et hétérogène.

L'importance de ces dislocations du socle et de ces blocs faillés n'est pas douteuse: elle exerce une influence évidente sur la structure actuelle et même sur les traits du relief jurassien que nous avons sous les yeux. « Le Jura est un morceau de la zone hercynienne à demi engagé dans le plissement alpin »: cette formule de M. Cholley reflète bien la réalité et — fait important — elle est vraie non seulement de la zone des plateaux (pour laquelle elle avait sans doute été imaginée), mais aussi, bien que parfois à un moindre degré, pour le Haut Jura plissé, au moins le Jura méridional. Dans le Jura du Sud, les plissements n'excluent pas les dislocations, les jeux de blocs et les mouvements de bascule des compartiments du socle soulevés ou abaissés: il en est ainsi par exemple des plateaux massifs des Molunes et du Retord qui correspondent à des blocs cernés de failles ou de grandes flexures, soulevés et basculés vers l'Ouest et plissés seulement sur les bordures comme il est de règle dans les vousoirs décrits par M. Glangeaud dans le Jura comtois.

Si l'on veut préciser davantage l'influence exercée par le socle dans le Jura tout entier et le Jura méridional en particulier, on est amené à se demander quelles peuvent être les relations existant entre les failles du socle et les dislocations de la couverture. Si l'on écarte la théorie de M. Buxtorf et de M. Lugeon selon laquelle la couverture a glissé sur un socle inerte, deux mécanismes peuvent

être invoqués pour expliquer le glissement de la couverture sur le socle: dans le premier cas la couverture glisse sur chaque voussoir qui s'incline d'une façon différente sous l'effet d'une déformation du socle; dans le second cas la compression du socle entraîne une diminution de la surface et par conséquent un plissement de type classique. Il apparaît que ces deux mécanismes ont agi conjointement dans le Jura externe.

En outre l'action exercée par le socle peut être immédiate ou médiate, si l'on adopte la terminologie de M. Glangeaud. L'action immédiate du socle sur la couverture se rencontre en dehors du Jura méridional, dans le faisceau lédonien et les plateaux du Jura central où les failles de type rhénan se prolongent directement dans la couverture. En d'autres cas l'influence du socle est indirecte et l'action peut être qualifiée de médiate; en ce cas cette action peut revêtir deux aspects. Parfois les failles du socle ont donné naissance à des dislocations étoilées de la couverture qui ont été ensuite décalées par rapport à la faille originelle du socle en raison du glissement de la couverture. C'est ce qui s'est produit dans une région qui, cette fois, nous intéresse, le faisceau d'Orgelet Poncin-Ambérieu. Parfois — et c'est un autre type d'influence médiate — l'action des failles du socle se trouve amortie par les niveaux plastiques intermédiaires du Trias, du Lias et de l'Argovien. Il se produit alors des phénomènes complexes de réajustement et d'écoulement dysharmonique qui ont des répercussions très variées sur la couverture: on peut voir apparaître soit une flexure (cas de la bordure orientale du bloc soulevé et basculé du Retord), soit un bombement en apparence régulier, mais en réalité oblique par rapport aux plis, soit encore des torsions (cluse de Nantua à Châtillon-de-Michaille) ou des décrochements qui dérivent d'une faille verticale du socle (cas du décrochement de Morez). On constate d'après tous ces exemples que ce type d'influence médiate intéresse les chaînes du Jura méridional où M. Aubert a montré comment on pouvait relier les dislocations du socle aux plis de la couverture [1, 3].

On voit ainsi comment les dislocations du socle ont localisé les plis et complications tectoniques de la couverture (rôle passif du socle) en même temps qu'elles déterminaient leurs caractères (rôle actif). Mais si, comme nous allons bientôt le voir, les phases anté-miocènes sont très importantes dans l'orogénèse jurassienne, ces dislocations du socle ne se sont cependant pas toutes produites avant le Miocène. A vrai dire la date de ces jeux profonds du socle varie suivant les régions. Si dans le Jura externe et notamment dans le faisceau lédonien la phase oligocène a été prépondérante, les mouvements ultérieurs ne se traduisant plus que par des plis locaux superposés aux failles antérieures, il n'en est pas de même dans les chaînes orientales où le rôle de la période oligocène a été moindre que celui des phases mio-pliocènes: ici l'action superficielle du socle a été plus amortie; peut-être aussi le socle était-il moins disloqué à l'Oligocène dans le faisceau interne que dans le faisceau externe, au moins en ce qui concerne les fractures de direction varisque; car les grandes dislocations subméridiennes se retrouvent à travers le faisceau helvétique jusqu'à la plaine suisse, telles celles qui ont

donné naissance aux décrochements de Pontarlier-Vallorbe et Morez-les-Rousses. Quant au faisceau de style ultra-comtois d'Orgelet-Poncin-Ambérieu que l'on suit dans les Monts Berthiant, il paraît avoir subi à peu près également les influences oligocène et mio-pliocène. Ainsi dans l'ensemble les plis jurassiens de la fin du Miocène se seraient superposés à des faisceaux de dislocations anté-miocènes dirigés sensiblement Nord-Sud.

Un autre problème se pose aussi à propos du socle, c'est celui des plis de fond et de leur action sur la couverture, pli de fond étant entendu comme une déformation d'ensemble du socle. Ces déformations peuvent se répercuter sur la couverture d'une façon harmonique ou dysharmonique. Quand il s'agit d'un rajustement isostatique, tel celui qui a provoqué une surrection de la haute chaîne du Reculet-Crédoz, les plis de fond se reflètent assez fidèlement dans les mouvements de la couverture. Mais là où il s'est produit une compression du socle et où la formation d'un synclinal de fond a amené un rapprochement des deux bords des voussoirs, trois phénomènes peuvent se manifester dans la couverture.

Il peut y avoir déformation harmonique, analogue à celle du socle avec double chevauchement « en blague de tabac » suivant l'heureuse expression de M. Glangeaud: il en est ainsi à St-Lupicin, au sud-ouest de St-Claude et, dans le Jura du Sud, dans le bloc synclinal effondré de Brénod-Hauteville qui est chevauché à l'Ouest par le bourrelet anticlinal du Molard de l'Orge et à l'Est par la chaîne de Cormaranche-Planachat. Il peut se produire aussi une déformation en sens inverse, antinomique: un anticlinal de la couverture se superpose en ce cas à un synclinal du socle; c'est probablement le cas du Revermot qui recouvre un bloc effondré du socle. Enfin, on peut voir apparaître un décollement accompagné de chevauchement sur ses bords; en ce cas les chevauchements se produisent sur des zones déprimées ou érodées avant le plissement (style ultracomtois): on peut expliquer de cette manière le chevauchement de la partie Sud du faisceau Orgelet-Poncin sur le Tertiaire bressan, si bien mis en évidence par les travaux de M. Vincienne [61, 66] et, tout récemment, par les sondages de la R.A.P. dans la région de Bourg [35]. Le décollement d'Ambérieu correspondrait à une « hernie » surgie dans un ancien hiatus ouvert par l'érosion entre Lagnieu et Poncin, c'est-à-dire entre le bloc soulevé de l'Ile Crémieux et la zone anticlinale (en surface) du Revermont [26].

On voit ainsi combien ont été diverses les influences exercées par le socle sur la couverture. Cet exposé des actions du socle montre aussi que le Jura est bien composé d'une « mosaïque de plis » où l'expression de « tectonique superposée » proposée par M. Wegmann prend toute sa valeur (4).

(4) Il faudrait signaler aussi l'action dynamique des déformations du tréfond: par suite du glissement de la couverture sous les voussoirs inclinés et des différences de pression, qui en sont résultées, des bourrelets de Lias et Trias dans le Jura comtois, de Jurassique inférieur dans le Jura méridional, sont apparus sur le bord des blocs basculés. Parfois, mais très rarement (combe des Magras, près du Crêt-Chalam), le noyau liasique de ces bourrelets a été mis à jour par l'érosion.

B. — LES PRINCIPALES PHASES DE DIASTROPHISME ET L'IMPORTANCE DE LA PÉRIODE PRÉ-PONTIENNE.

Outre le rôle important joué par le socle et les dislocations profondes du type faille-pli, ce qui caractérise l'orogénèse jurassienne et en fait l'originalité, c'est la multiplicité des phases de bouleversement, l'alternance répétée des périodes de soulèvement, d'érosion et de submersion, et l'importance de la période antérieure au mouvement paroxystique du Pontien. Comme nous aurons l'occasion de revenir longuement sur ces phénomènes quand nous résumerons l'évolution morphologique du Jura avant le Pliocène (cf. 2^e partie, Chap. 12) nous ne nous étendrons pas ici longuement sur ces questions et nous nous contenterons d'exposer brièvement les principaux faits de l'histoire tectonique du Jura.

Au Sannoisien le socle est déjà affecté par des déformations qui déterminent des glissements de la couverture sédimentaire et la formation de failles-plis de type diapir sur le bord des blocs basculés comme ceux que nous venons de décrire. Ces failles disloquent encore davantage les plateaux karstiques qui, à l'Eocène, semblent avoir occupé l'emplacement du Jura actuel. Cette évolution paraît s'être poursuivie pendant le Stampien et même s'être accentuée. Dans l'ensemble l'Oligocène est caractérisé par l'existence des failles-plis de direction N.-E./S.-W. dans le Jura septentrional et Nord-Sud dans le Jura central et méridional : ce sont ces grandes dislocations subméridiennes qui vont dominer l'histoire tectonique et morphologique ultérieure de notre région en déterminant l'emplacement des faisceaux de plis les plus complexes et des blocs basculés qui se reflètent largement encore aujourd'hui dans la morphologie des zones même les plus plissées. Des plis Nord-Sud s'ébauchaient en outre à proximité de la dépression des plaines actuelles de la Saône tandis que se produisait un bombement d'ensemble du socle jurassien. Il ne faut pas oublier enfin que c'est pendant l'Oligocène que le sillon des plaines actuelles de la Saône subissait un affaissement rapide (plus de 500 m.) comme la partie méridionale de l'Alsace (fosse de Dannemarie) au nord du Jura, tandis que sur l'emplacement de l'actuelle plaine suisse se creusait le sillon oligocène péri-alpin.

Au Miocène des jeux de voussoirs se manifestent, accompagnés de glissements localisés de la couverture et d'une déformation radicale de l'ensemble du Jura. Si l'on veut préciser davantage il faut signaler d'abord à l'Aquitainien (fin de l'Oligocène — début du Miocène) un soulèvement général du Jura, contemporain de celui des Vosges-Forêt Noire; en contre partie la descente du fond de la plaine suisse s'accroît, déterminant l'affaissement de la bordure orientale et méridionale du Jura. Au Vindobonien en particulier la mer arrive en transgression dans le faisceau helvétique (discordance de 10° observée près de Pontarlier entre la base de l'Helvétien et le Crétacé sous-jacent) et submerge les parties les plus déprimées de la zone orientale du Jura du Sud. Ainsi l'inclinaison des blocs a changé de sens dans le faisceau helvétique et se fait désormais vers l'Est, cependant que la subsidence de la Bresse, comme celle de la plaine

d'Alsace, s'est arrêtée ou au moins très atténuée. Cet important mouvement de subsidence de la région proche de la plaine suisse provoque bien entendu de nouveaux déplacements de la couverture: c'est l'époque où s'accroissent, où s'ébauchent les plis de direction Est/Ouest (Jura septentrional surtout) et Nord-Est/Sud-Ouest (ensemble du Jura) (5).

Enfin — et c'est un point sur lequel nous n'insisterons pas ici car nous aurons l'occasion d'y revenir longuement — l'érosion manifeste une grande activité, déterminant la formation de surfaces d'aplanissement assez étendues dans le Jura central et septentrional; mais cette érosion ne s'est pas limitée à ces régions et MM. Nolthenius et Aubert ont relevé des traces de ces morsures antétectoniques dans le faisceau helvétique et notamment dans la Dent de Vaulion près de Vallorbe [4]: c'est là un fait très important qui rejoint les nombreuses observations que nous avons effectuées dans le Jura méridional; ces entailles vont en effet provoquer l'apparition, lors de la phase tectonique suivante, de structures fort complexes et notamment de décollements et chevauchements. Il est même possible, comme Schardt en émettait l'hypothèse, que des vallées d'érosion transversales aient été esquissées au Miocène, avant les bouleversements pontiens, notamment dans le Jura méridional: nous reviendrons sur cette question à propos des grandes cluses du Bugey et du plateau de Retord.

C'est alors que prend place la phase mio-pliocène qui devait être décisive et donner naissance, sauf points de détail, à l'architecture jurassienne actuelle. Dès la fin du Vindobonien il se produit une régression générale de la mer qui coïncide avec le début de la surrection du Jura (et des Vosges) et qui a déclenché une érosion limitée se traduisant par des surfaces emboîtées, comme MM. Chabot, Glangeaud et Dreyfuss [9, 10, 80] en ont décelé dans le faisceau bisontin (surface de la Jorande) et comme nous avons eu l'occasion d'en observer en maints endroits du Jura Méridional. Mais ce qui constitue le fait essentiel de cette époque c'est, à la fin du Pontien, d'une part l'affaissement de la partie orientale des plaines de la Saône, et d'autre part et surtout une poussée paroxysmale d'origine alpine qui, s'exerçant sur des plis déjà ébauchés antérieurement, va dresser le faisceau helvétique et, par répliques et jeux du socle, accentuer les bourrelets qui bordent les voussoirs losangiques du Jura externe. Nous verrons d'ailleurs que l'étude morphologique du Jura méridional conduit à penser qu'il y eut non pas une, mais deux poussées au Pontien et au début du Pliocène. Les déplacements de la couverture qui en résultent exaltent les plis qui sont localisés sur les réseaux de failles préexistantes (failles-plis). Dans le faisceau externe, par exemple dans la région d'Ambérieu pour le Jura méridional,

(5) Dans chaque bloc faillé il se produit des compressions sur le côté aval du bloc qui font apparaître des rides et, dans le faisceau externe, des plis diapirs à noyau triasique; au contraire sur le côté amont on voit apparaître des distensions qui se traduisent par de petits effondrements linéaires qui, après les mouvements tangentiels du Pontien, donneront naissance aux pincées.

dional, la pression qui s'exerce au niveau du Trias provoque l'apparition de diapirs de Trias qui font saillie et chevauchent les blocs effondrés, tout comme cela se produit dans les régions de Besançon, Salins et Lons-le-Saunier.

Après cette importante phase de bouleversements tectoniques le Jura a encore connu au Pliocène moyen et supérieur et au Quaternaire des mouvements sensibles quoique beaucoup moins forts et généralisés. Il se produit d'abord en effet quelques déplacements locaux de la couverture sur la bordure septentrionale et occidentale du Jura, répliques atténuées des grands glissements de la fin du Pontien, notamment en bordure de la Bresse dans le Jura méridional: il est vraisemblable que les chevauchements de la région d'Ambérieu ont encore joué à cette époque et ont achevé de se mettre en place. En outre, le faisceau helvétique s'est surélevé par jeu du socle et cette surrection, qui semble avoir eu lieu au Pliocène supérieur, doit à coup sûr être rapprochée du mouvement qui a soulevé les Alpes à la même époque. Il faut remarquer d'ailleurs que, si le faisceau helvétique a été surtout affecté par cette surrection, le Jura externe a été lui aussi soulevé, quoique plus légèrement: le fait est bien visible dans le Jura du Sud, près de Bourg et Lagnieu, où le Pliocène est légèrement relevé à l'approche du Jura. Nous verrons que cette surrection d'ensemble du Jura méridional a entraîné des conséquences importantes sur la morphologie de cette contrée: en ravivant l'érosion elle a déterminé en effet un recreusement des vallées en contre-bas des replats témoins des vallées anciennes et, par voie de conséquence, elle a déclenché ou au moins ravivé les processus karstiques qui transformaient, abaissaient et parfois recreusaient localement les surfaces d'érosion pré-pontiennes sur les sommets et les hauts plateaux.

Enfin, des ajustements de couches accompagnés de petits glissements locaux post-tectoniques se produisent en de nombreux points du Jura: ce sont ces phénomènes que M. Glangeaud a rassemblés sous la dénomination de «collapse-structure» [6, 20]. C'est ainsi que les synclinaux du Jura oriental et méridional contiennent de nombreuses ondulations anticlinales secondaires qui se sont manifestées dans le Crétacé tandis que le Jurassique sous-jacent restait horizontal, justifiant l'appellation si souvent employée et si exacte pour la structure profonde de synclinaux en fond de baquet. Nous en rencontrerons de nombreux exemples notamment dans le val de Brénod-Hauteville et le Valromey. Il est possible, comme le pense M. Glangeaud, que l'on doive attribuer à ces ajustements post-tectoniques certains décollements et chevauchements localisés comme celui de La Rivière près de Chézery (Ain): remarquons toutefois que pour M. Vincienne, qui a longuement étudié ce cas de structure complexe [60], le décollement date des mouvements paroxystiques du Pontien.

Tous ces mouvements se sont prolongés durant le Quaternaire. Il est même à peu près sûr que certains d'entre eux, telles les surrections d'ensemble et les diapirs de bordure des voussoirs proches de la Bresse, se poursuivent encore à l'heure actuelle. Si M. Journaux a pu mettre en évidence l'existence de failles quater-

naires, de faible ampleur il est vrai, sur la bordure du Bugey, notamment à Pont-d'Ain [108, 109], nous avons cru pouvoir déceler, par l'examen des terrasses dans les vallées des petits cours d'eau du Pays de Gex, des mouvements très récents de surrection de la haute chaîne. Nous examinerons en détail cette question à propos de l'étude tectonique de la haute chaîne de Reculet-Crédoz.

4° *Le style tectonique d'ensemble du Haut-Jura et du Jura méridional et les caractères originaux de ce dernier.*

Avant de passer en revue les différents styles tectoniques que l'on peut déceler dans le Jura méridional il est bon, semble-t-il, de montrer d'abord l'originalité du Haut Jura (ou Jura interne ou encore faisceau helvétique) par rapport au Jura externe septentrional et central et ensuite l'originalité du Jura méridional lui-même par rapport à l'ensemble du Jura.

On sait que le faisceau helvétique n'a pas évolué exactement comme le Jura externe. Les couches du Secondaire étant plus épaisses et aussi plus marneuses l'influence du socle y est un peu moins nette et par suite le style des plis y est différent. La proximité plus grande de la chaîne des Alpes dont la poussée tangentielle paraît avoir été décisive dans le paroxysme pontien a contribué aussi à conférer un caractère original à cette zone orientale la plus plissée du Jura.

Le style du Jura externe dont le meilleur exemple est le type comtois, était, on l'a vu, caractérisé par des champs de fractures avec dislocations ramifiées et onduleuses, limitant des monoclinaux faillés, par des failles-plis et par des plateaux étendus encadrés de flexures ou de chevauchements et traversés par des pincées. Dans le Haut Jura plissé on rencontre encore des bassins synclinaux de forme losangique cernés par des faisceaux de plis; le bord Est de ces blocs synclinaux est en général affecté par des chevauchements dans le Jura du Sud et du Sud-Est; mais il arrive que ces chevauchements se produisent aussi sur la bordure occidentale: le synclinal de Brénod-Hauteville, dans le Jura méridional, en fournit un excellent exemple. Mais ce qui caractérise essentiellement le style du Jura plissé, c'est le profil transversal « coffré » du pli anticlinal, avec bourrage du noyau de Trias plastique dans le cœur des plis qui est une conséquence du décollement de la couverture de son socle. D'ailleurs, ce type d'anticlinal « coffré » qui se rencontre si souvent dans le Haut Jura plissé n'est lui-même qu'un aspect des dysharmonies si fréquentes dans tout le Jura, dues à l'existence d'un matériel plastique encadré par des masses rigides. On peut même dire qu'il constitue le terme initial de ces dysharmonies, le terme extrême étant représenté par le diapir triasique qui peut devenir chevauchant.

Le pli anticlinal coffré est caractérisé par un toit calcaire rigide qui offre un sommet plat limité par deux flexures brusques, toit qui peut être soit intact, soit disloqué et sous lequel la masse plastique subit des déformations plus ou moins importantes; dans ce type de pli coffré le bourrage de la masse plastique subit une poussée verti-

cale supérieure à la poussée horizontale. Il faut noter que lors du relâchement des pressions orogéniques, il peut se produire un affaissement de la voûte tandis que l'un des pieds droits de l'anticlinal, ou même les deux, ont tendance à se déverser : ce phénomène s'explique par le fait que la voûte rigide repose sur une masse plastique moins résistante et aussi parce que les efforts tectoniques sont localisés à la jonction des pieds-droits du pli et du sommet des synclinaux voisins. Bien entendu ce type de pli coffré peut être réalisé non seulement en saillie dans un anticlinal (phénomène qui vient d'être décrit) mais en creux dans les synclinaux : on peut alors le qualifier de pli en auge.

A côté de ces plis coffrés les dysharmonies vont se manifester dans le Jura plissé par des plis diapirs, qui sont en même temps des plis chevauchants. On n'a pas décelé dans le Jura de pli diapir pur, dit encore diapir du premier genre, dans lequel la montée verticale, due seulement à la différence de densité qui existe entre les couches du sol et leur couverture, n'est accompagnée par aucun mouvement tangentiel des flancs du pli et peut se produire en dehors de toute zone plissée. En revanche il existe des diapirs du deuxième genre où la montée de la masse plastique résulte de l'accentuation d'un pli aigu ou de la transformation au contact d'une faille d'une poussée horizontale en poussée verticale. Ce noyau plastique peut en outre devenir chevauchant par apparition d'une compression latérale dans les terrains superficiels. Ces chevauchements accentuent parfois les plis et fractures ébauchés en avant du chevauchement : ainsi peut s'expliquer, suivant M. Glangeaud, le chevauchement de Vaux-en-Bugey où un redoublement de la série des couches place le Keuper au-dessus de la molasse pontienne (fig. 6) Remarquons en outre, que les érosions intercalaires et pré-pontiennes, en affouillant les noyaux anticlinaux entre deux phases de plissement, ont pu parfois encore accentuer ces dysharmonies et rendre plus complexes les chevauchements ou redoublements.

Enfin la dysharmonie peut se présenter, dans les larges synclinaux crétacés du Haut-Jura, sous l'aspect de phénomènes de « collapse structure » qui s'expliquent par le glissement de la couverture crétacée sur les flancs raides du synclinal pendant et après le plissement principal pontien, et se manifestent par la présence de nombreux plissements accessoires et désordonnés surmontant une auge synclinale en baquet de calcaires jurassiques rigides [6, 20]. Nous avons eu déjà l'occasion d'examiner ces faits sur lesquels nous ne reviendrons pas ici.

Après avoir ainsi essayé de dégager l'originalité du Haut Jura plissé par rapport au Jura externe, il nous faut montrer comment le Jura méridional lui-même représente un type de tectonique et de montage original au milieu de ce Jura plissé, quels sont ses traits particuliers.

Un des traits essentiels du Jura méridional et qui lui confère une originalité indiscutable, c'est l'importance des mouvements tangentiels qui se sont exercés dans cette contrée. Ce n'est pas — nous le verrons bientôt — que les jeux du socle et les mouvements de bascule ne se manifestent pas ici, loin de là ; il s'y ajoute néanmoins des

poussées latérales plus ou moins vigoureuses qui ont déterminé l'apparition de plis souvent énergiques et de chevauchements et dont il faut évidemment chercher l'origine dans la proximité des Alpes, bien plus grande ici que pour toute autre région du Jura. Au cours de notre étude des différentes unités tectoniques et morphologiques du Jura méridional, nous aurons l'occasion de rencontrer de nombreux exemples de ce type de plissements plus violents, surtout plus continus et plus étendus que ceux qui existent dans le Jura central et septentrional.

Les géologues, qui ont mis en évidence le rôle important des jeux du socle dans ces dernières régions, et en particulier M. Glangeaud, n'hésitent pas à admettre que, dans le Jura du Sud, les phénomènes de glissement augmentent encore par suite du resserrement de la chaîne et de l'affaissement de la Bresse. C'est ce qui ressort de la confrontation des points de vue exprimés par MM. Lutaud et Glangeaud lors de la séance tenue à Morez par la Société Géologique de France au cours de la réunion extraordinaire dans le Jura franco-suisse du 18 au 26 juillet 1951 [54]. Au cours de cette même excursion, alors que le groupe des excursionnistes examinait les environs de Coligny sur la lisière du Revermont, M. Glangeaud faisait une remarque du même ordre concernant la bordure occidentale du Jura: il faisait abserver en effet que le style monoclinal dominait entre Lons-le-Saunier et Coligny, mais que vers Saint-Amour et Coligny on passait à un style nouveau du fait de l'augmentation des glissements. On aurait ici selon lui, un point crucial qui marque le passage du style monoclinal du Vignoble au style poussé déversé et chevauché qui est la règle au Sud dans le Revermont et la région d'Ambérieu. Cette remarque, juste pour la bordure occidentale du Jura méridional, vaut en fait pour l'ensemble de la chaîne.

C'est cette place plus importante prise par les poussées tangentielles, qui fait dire encore souvent que le Jura méridional se distingue du reste de la chaîne en ce qu'il est tout entier plissé. C'est une affirmation que l'on rencontre en particulier dans la plupart des manuels. Elle renferme certes une part de vérité. Mais, bien que les plissements soient ici plus énergiques et plus exaltés, bien que la zone plissée soit plus étendue dans le Sud du Jura que partout ailleurs, il y a là cependant quelque exagération. Nous verrons que même au cœur de la zone en apparence plissée, en dehors des régions de structure plus calme, subtabulaire, de l'Est du Revermont, l'influence des jeux du socle se fait sentir et se reflète dans la structure et aussi le paysage actuels.

Il est certain, pour prendre dès maintenant un exemple, que les chaînes du Molard de l'Orge et de Cormaranche-Planachat, les vals de Brénod-Hauteville et du Valromey, correspondent plus à des blocs soulevés ou effondrés, parfois horizontaux, plus souvent basculés, qu'à de simples anticlinaux et synclinaux (fig. 3 et 4): les plis superficiels ne font que traduire fidèlement les déformations du socle. Même dans le Grand Colombier, où le plissement est pourtant particulièrement énergique et exalté, on soupçonne, dans le double déversement, l'influence d'un compartiment du socle sous-jacent faillé

et soulevé au-dessus du bloc effondré du Valromey et du synclinal, plus étroit, auquel correspond le Val du Rhône. Quant aux plateaux des Molunes et du Retord, ils offrent un exemple encore plus éclatant de blocs soulevés et basculés où les plissements, limités aux bourrelets de bordure conformément à la théorie de M. Glangeaud, ne sont plus qu'accessoires. Nous aurons l'occasion de décrire en détail (6) ces deux plateaux de structure très particulière, plutôt subtabulaire que plissée si l'on considère l'ensemble, qui sont enclavés de façon curieuse au milieu de chaînes plissées et à proximité immédiate de la chaîne la plus élevée des Monts Jura.

En fait, le Jura méridional, plus peut-être que n'importe quelle autre région du Jura, permet de comprendre la mise au point faite par M. Lombard sur la tectonique jurassienne. Cherchant en effet à tirer une conclusion des exposés faits par M. Glangeaud au cours de la réunion extraordinaire de la Société géologique de France dans le Jura franco-suisse (7), M. Lombard insistait sur le fait qu'il ne faut pas plus considérer le Jura comme un plissement de couverture exclusivement que comme un plissement de socle uniquement. Il y a interférence et combinaison du socle et de la couverture. D'une part la couverture a été affectée par une série de poussées tangentielles venant des Alpes qui l'ont plissée sur le socle. D'autre part, le socle lui-même s'est déformé aussi bien avant que pendant et après les plis de couverture, aboutissant surtout à élever ou abaisser les compartiments, ce qui a imprimé à la couverture un autre type de déformations. Tous ces phénomènes nous les rencontrons dans le Jura méridional où l'interférence des actions du socle et de la couverture est particulièrement sensible, même dans les régions les plus plissées en apparence. Mais, — et c'est là un autre aspect de l'originalité du Jura du Sud — alors qu'en général les plis de poussée alpine et les déformations du socle interfèrent suivant des proportions différentes selon la partie du Jura que l'on envisage, alors que le style du Jura interne est bien distinct par exemple du style du Jura des plateaux à hauteur de la ligne Besançon-Pontarlier, ici ces différentes actions s'imbriquent et se compénètrent. Cela tient au resserrement des différentes unités tectoniques sur un espace de plus en plus étroit qui va en s'effilant vers le Sud (à hauteur d'Ambérieu la largeur du Jura méridional n'est plus guère que de 50 km. environ, beaucoup moins encore vers Belley).

Certes, on peut essayer de retrouver, plus ou moins approximativement, le schéma structural proposé par M. Lombard pour l'ensemble de la chaîne: le faisceau helvétique où domine la structure de poussée alpine avec plis et chevauchements, correspond à la zone orientale (haute chaîne du Reculet-Crédoz, Vuache, anticlinal du Crêt-Chalam, Grand Colombier, chaîne de la Charvaz et de l'Epine-Mont du Chat) (fig. 2). On pourrait ensuite voir dans les plateaux du Retord et des Molunes ainsi que dans le Valromey et le val de

(6) Cf. 2^e partie, chap. 8, 9 et 10.

(7) Cf. C.R. de la Réunion extraordinaire in Bull. Soc. Géol. France, 1952.

Brénod-Hauteville une zone de compartiments du socle faillés en damier, soulevés ou abaissés, qui serait l'homologue de la zone des plateaux qui, plus au Nord, prend tant d'importance. Il y a toutefois entre ces deux régions des différences non seulement d'altitude mais aussi de nature. Beaucoup plus à l'Ouest, dans la région des Monts Berthiant et, plus au Sud, entre Cerdon, Saint-Rambert, Ambérieu et Neuville-sur-Ain ainsi que dans le Molard de Don, nous retrouvons ce que M. Lombard [54] a caractérisé, vers la bordure bressane, comme un « renouveau de lanières, de plis et chevauchements » qui « exprime une remise en mouvement locale de la couverture sur son socle basculé en gradins vers la fosse de la Bresse ». Ce n'est autre que la prolongation vers le Sud du faisceau de style ultra-comtois d'Orgelet-Poncin de M. Glangeaud [26].

Ce schéma s'adapte donc dans une certaine mesure au Jura du Sud. Toutefois, si l'on se réfère en particulier au schéma structural proposé par M. Glangeaud en 1949 (8), une zone plus calme constituée surtout par des plis de couverture des plateaux s'intercale entre les plateaux des Molunes et Retord et le faisceau de style ultra-comtois : elle couvrirait à peu près les anticlinaux de Cormaranche-Planachat, du Molard de l'Orge et en général des Joux Noires, d'Apremont, et des Joux Blanches ainsi que les synclinaux de Chaux, d'Oyonnax-la-Cluse et de La Combe du Val et d'Oignin (9) (fig. 2, 3 et 4). Mais il faut se hâter d'ajouter que, même à l'intérieur de cette zone dite de couverture et de structure relativement calme, des complications tectoniques importantes, dues à des jeux du socle profond, surgissent localement, tels les renversements et chevauchements vers l'Est des Neyrolles et de la région des sources de la Sarsouille, à l'Est d'Oyonnax dans la chaîne des Joux Noires. Cela montre assez combien sont imbriqués dans le Jura méridional les jeux du socle et les plis de couverture. Aussi n'est-il pas étonnant de trouver dans notre région une très large variété tectonique et un grand nombre de régimes rassemblés sur un étroit espace : failles-plis, monoclinaux, blocs basculés, chevauchements et décollements, plissements plus simples de couverture.

Ce sont ces différents styles tectoniques du Jura méridional que nous décrirons maintenant après en avoir exposé les caractères généraux.

(8) Glangeaud (L.). Les caractères structuraux du Jura. Bull. Soc. Géol. France, 1949. Fasc. 7-8-9.

(9) Nous verrons, en étudiant le style tectonique du Bugey central que l'on ne saurait suivre entièrement M. Glangeaud dans cette délimitation des « plis de couverture des plateaux » et que ce régime ne s'applique pas à toutes les chaînes citées.

CHAPITRE III

LES STYLES TECTONIQUES

Dans l'examen des différents styles tectoniques du Jura méridional nous n'indiquerons que les traits principaux et caractéristiques de chacun des régimes tectoniques, renvoyant pour le détail aux examens du dispositif des terrains que nous avons placés au début des études morphologiques consacrées aux principales unités du relief (fig. 1 et 2). Nous ferons toutefois une exception pour le style tectonique de la chaîne du Reculet-Crédoz dans le Haut Jura, sur lequel nous nous étendrons longuement; nous n'aurons pas en effet l'occasion de revenir en détail sur cette chaîne où la morphologie est sous l'étroite dépendance des conditions structurales et tectoniques, seulement modifiées par l'érosion karstique (1).

1° *Style du Revermont* (exception faite de sa bordure occidentale) (2).

Une coupe, même schématique, du Jura méridional à hauteur de Bourg (fig. 3) ne ressemble nullement, en ce qui concerne la zone occidentale, à une coupe du même genre pratiquée à hauteur d'Amberieu (fig. 4). Le Revermont possède en effet un régime tectonique qui lui est propre, caractérisé dans l'ensemble par l'existence d'une zone anticlinale correspondant probablement à une ondulation synclinale du socle (3) et, dans le détail, par la présence de plis assez lâches, déjetés ou même déversés, affectés de ruptures longitudinales multiples qui laissent subsister presque tous les éléments du pli.

(1) Nous examinerons les styles tectoniques en partant de la bordure occidentale pour aller vers le Pays de Gex et l'avant-pays savoyard. Toutefois, à l'Ouest, il est nécessaire de distinguer le style du Revermont intérieur du régime qui prévaut sur la bordure même du Jura depuis Coligny jusqu'à Lagnieu et qui est absolument différent. En outre, il semble convenable de consacrer, au Sud, une étude séparée aux styles du Molard de Don et du Bas-Bugey, qui méritent une mention spéciale en raison de leurs traits originaux (fig. 2).

(2) Cf. carte géologique au 1/80.000, feuilles de St-Claude et Nantua.

(3) Déformation antinomique déjà examinée plus haut. Cf. 1^{re} partie, Chap. II, A, 3°.

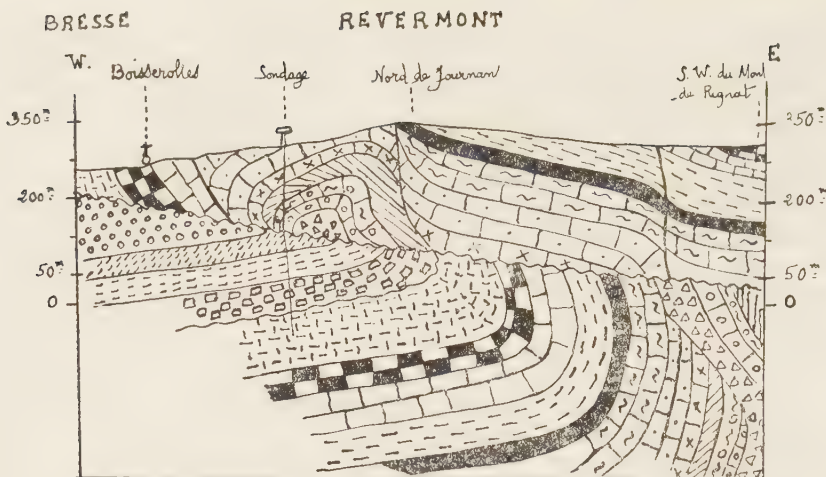


Fig. 5. — Coupe du Sud du Mont de Rignat à l'Ouest de Boisserolles, par le Nord de Journans. Complexité tectonique de la bordure Ouest du Revermont. Il y a décollement de la couverture post-triasique sur son substratum au niveau du Keuper plastique. On note aussi le chevauchement du front de la masse décollée sur le Tertiaire bressan : le Jura a déferlé sur la Bresse sur une longueur appréciable. Le relief ne reflète guère cette complexité. Parfois cependant le rauracien renversé du flanc ouest de l'anticlinal de bordure donne naissance à une barre, par exemple vers Meillonnas, Revonnas, au Sud de Boisserolles et à Saint-Martin-du-Mont (coupe interprétative d'un sondage de la R.A.P. par MM. Michel et Nougarede).

Echelle des longueurs = 1 : 30 000.
hauteurs = 1 : 15 000.

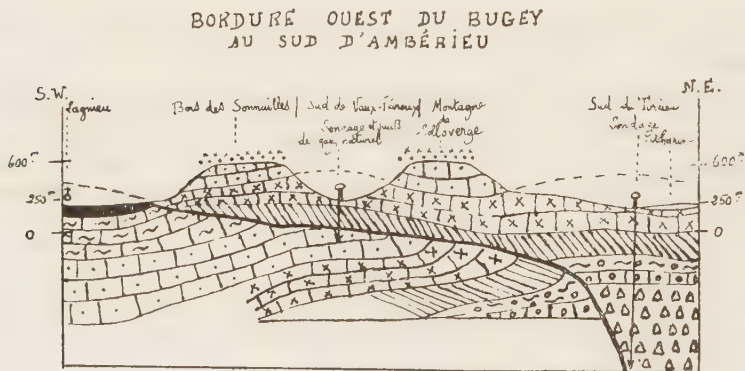


Fig. 6. — Un autre aspect de la complexité de la bordure Ouest du Jura méridional : la bordure Ouest du Jura vers Lagnieu. Coupe de Torcieu à Lagnieu, par Vaux-Févrux. On note là aussi le décollément au niveau du Keuper, de la couverture qui a été poussée sur le gradin affaissé de la plaine d'Ambérieu. Ce phénomène suppose l'existence d'une faille et d'une érosion antérieure au chevauchement : cas typique de la « faille pli ». Noter le petit synclinal perché de la Montagne de Colloovergne et la combe liasique de Vaux-Févrux (d'après la coupe de M. Glangeaud figurant dans le « Bull. Soc. de Belgique », T. 73, 1949-1950).

Echelle des longueurs = 1 : 50 000.
hauteurs = 1 : 70 000.

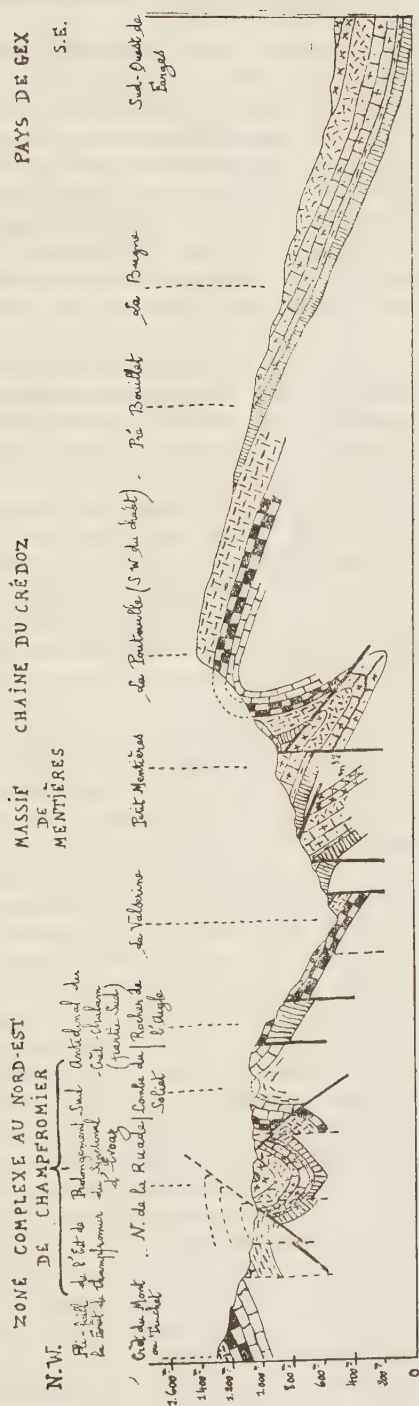


Fig. 7. — Coupe du bord Est de la Forêt de Champfromier au Pays de Gex (Farges), à travers la zone complexe disloquée de La Ruade (relief appalachien), le débouché méridional du Val Chézery, le massif annexe de Montiers et l'anticlinal du Crédoz (d'après M. H. Vincienne).

Echelle des longueurs et des hauteurs = 1 : 50 000.

Ces fractures semblent s'être produites aux dépens d'un pays déjà plissé, mais relativement peu érodé.

C'est l'opinion de M. Vincienne qui a consacré au Revermont plusieurs études détaillées [62, 65, 68]. On voit donc que, pour lui, le schéma tectonique serait exactement l'inverse de celui qui a été proposé par M. Glangeaud pour les déformations du Jura externe septentrional et central: ici pas de failles-plis antérieures aux plissements ayant localisé ces derniers et en ayant déterminé les caractères, mais au contraire plissement suivi de dislocations, entraînant entre autres phénomènes l'apparition de plis-failles. Il est vrai, comme on l'a vu plus haut, que M. Glangeaud a admis l'importance prise par les mouvements tangentiels dans le Jura méridional et parle lui-même, à propos du Revermont, de « sous-type palmyréen [26] », correspondant à ce que l'on appelait autrefois le style jurassien simple, et caractérisé par des glissements locaux de la couverture et par des plis-failles avec charnières anticlinales ou synclinales cassées. Le Revermont correspondrait donc en partie à la conception relativement simple que l'on se faisait autrefois du Jura tout entier: plis assez réguliers avec complications seulement locales et peu importantes. Enfin cette région est caractérisée par la présence de synclinaux assez bien développés, tel celui du Suran, quoique beaucoup moins larges que les synclinaux en baquet du Haut-Bugey. Ils sont en partie formés de Crétacé, que recouvrent vers le Sud des lambeaux de molasse pontienne, et surtout des dépôts détritiques pliocènes, karstiques et fluviaux, et des formations morainiques et fluvio-glaciaires quaternaires.

Une remarque s'impose à propos de la distribution des plis à l'intérieur du Revermont (fig. 2). En effet, si le synclinal du Suran qui forme l'axe du Revermont d'une part, les anticlinaux de bordure de la Bresse et de Corent d'autre part, constituent bien des éléments permanents de la tectonique de cette région comprise entre la Bresse et la rivière d'Ain, il n'en est pas de même des autres plis. L'anticlinal du Mont Grenier-Bois de la Rousse apparaît comme un rameau secondaire greffé sur l'anticlinal de la bordure bressane et n'est visible qu'entre Dhuys au Nord et le viaduc de la voie ferrée situé entre Sénissiat et Villereversure au Sud; les hauteurs du Jarbonnet-Balmont, qui surplombent la gorge de l'Ain entre Cize-gare et le hameau de Merpuis et correspondent au revers occidental de l'anticlinal évidé par l'Ain, ne constituent elles aussi qu'un chaînon adventice greffé sur l'anticlinal de la Montagne de Corent. De ce fait, les synclinaux de Drom-Ramasse et de Romanèche-Hautecour ne sont que les éléments épisodiques, des brachy-synclinaux d'ailleurs transformés en bassins fermés par l'érosion karstique. Dès que l'on franchit en direction du Sud une ligne joignant Revonnas à Serrières-sur-Ain on ne rencontre plus que les trois unités tectoniques fondamentales: pli anticlinal de bordure, synclinal du Suran de plus en plus encombré de matériaux détritiques, anticlinal de Corent de plus en plus effilé et de moins en moins exalté vers le Sud (signal d'Hautecour et hauteurs du Bois de Charinaz).

Avant de terminer ce bref exposé sur le style tectonique du Revermont il paraît opportun de donner un exemple de plis affect-

tés de ruptures longitudinales multiples qui caractérisent cette région en décrivant sommairement les accidents tectoniques de la Montagne de Corent à laquelle M. Vincienne a consacré des études minutieuses et perspicaces [63, 65, 68]. Cette chaîne de Corent, dont la structure est plus complexe que celle qui a été figurée sur la carte géologique (même sur la deuxième édition de la feuille de Nantua), offre, en même temps que des ruptures axiales, un bon exemple de recouvrements multiples tels qu'on en observe dans les chaînes situées plus à l'Est où le flanc normal de l'anticlinal chevauche plus ou moins le flanc inverse et où celui-ci recouvre à son tour le flanc normal du synclinal contigu. A l'Est de Villereversure, en effet, la Montagne de Corent est formée de deux anticlinaux accolés (fig. 35 et 36.)

On peut distinguer d'abord un anticlinal occidental dissymétrique, faillé axialement, dont le flanc ouest est composé d'une série allant de l'Oxfordien au Valanginien, en général vertical avec parfois tendance à se déverser vers l'Ouest où il bute probablement par faille contre les couches subhorizontales du synclinal du Suran; ce flanc ouest est légèrement chevauché par le flanc est normal constitué par des terrains allant du Rauracien à l'Hauterivien à plongement général vers l'Est/Sud-Est; c'est le Kimeridgien inférieur (Ptérocérien) marneux de ce flanc Est qui a été évidé en une combe monoclinale figurée sur la carte au 1/80.000 et dominée à l'Est par un abrupt de Kimeridgien supérieur et Portlandien.

A l'Est d'un contact anormal qui passe par le village de Grand Corent apparaît un second anticlinal qui, lui, est presque réduit à son flanc Est normal. Celui-ci comprend une série de terrains allant de l'Oxfordien au Portlandien qui pendent fortement vers l'Est/Sud-Est: l'Oxfordien de cette série a été affouillé et donne une combe (la seconde de la Montagne de Corent) qui se raccorde au Nord à la combe de Racouse, passe à Grand Corent et se décale vers l'Est à hauteur de Soiriat où elle rejoint presque le val d'Hauteecour du fait de l'écrasement de la bordure orientale de la Montagne de Corent en ce point. Quant au flanc ouest de cet anticlinal oriental, il n'est guère représenté que par des éléments bréchiques de Jurassique supérieur (sans qu'il soit possible d'identifier les étages de façon plus précise), localement interposés entre les deux anticlinaux, et contre lesquels viennent buter des couches disloquées elles aussi, du Néocomien du flanc Est de l'anticlinal occidental. On rencontre ces brèches au Rocher de la Vierge au Sud/Sud-Ouest de Grand Corent qui est constitué par du Jurassique supérieur très écrasé et lenticulaire et, selon M. Vincienne, à l'Ouest d'Hauteecour, là où apparaît une brèche à ciment rouge que la carte géologique de Nantua (2^e édition) semble avoir identifiée comme un conglomérat aquitainien.

Telles sont donc les complications longitudinales qui accidentent la Montagne du Corent au droit de Villereversure. Mais ce dispositif ne reste pas semblable à lui-même d'un bout à l'autre de la chaîne, ce qui en augmente encore la complexité. Vers le Nord, l'anticlinal oriental se prolonge sans coupure. Toutefois, première modification, l'anticlinal occidental est traversé, peu au Sud du tunnel de Simandre par un accident transversal N.-N.W./S.-S.E., un de ces

nombreux accidents qui expliquent les changements de style de la chaîne: celui-ci a pour effet de reporter de plus de 200 m. vers l'Est le flanc Ouest, déjeté ou déversé, de cet anticlinal occidental (fig. 34). Dans l'ensemble, la structure reste inchangée jusqu'à la cluse de Sélignat, où le noyau bajocien de l'anticlinal oriental bute par faille longitudinale contre le flanc normal de l'anticlinal occidental, tandis que ce dernier entre en contact anormal avec le flanc inverse qui est seulement plus déversé et plus écrasé, avec petites écailles superposées et surfaces de cisaillement horizontales — ce qui manifeste l'importance des efforts tangentiels en ce point.

Mais, — seconde modification- —, au Nord de la cluse les complications tectoniques deviennent plus importantes dans l'anticlinal occidental (fig. 33). On voit en effet sur les parois nord de la demi-cluse, entre l'abbaye de Sélignat et le Val du Suran, un lambeau de recouvrement, formé d'une série normalement superposée (Séquanien, Rauracien et Oxfordien) butant par une faille contre le flanc est de l'anticlinal, coiffer le flanc inverse de cette unité anticlinale de l'Ouest; ce lambeau déborde largement le flanc inverse plus au Nord et fait peu à peu disparaître les terrains chevauchés. Ainsi près de la Grande des Pies, au sud-est de Chavannes-sur-Suran, le Valanginien et le Purbeckien sont seuls visibles sous le Rauracien à faciès oolithique du lambeau de recouvrement. Plus au Nord même, le flanc inverse de l'anticlinal occidental a disparu sous le front d'avancée, bréchique, du lambeau de recouvrement qui atteint presque le plancher du val du Suran.

Au sud de la Tour de Bohan, la chaîne de Corent, qui s'effile et s'abaisse de plus en plus en direction de l'Ain, subit encore des modifications appréciables. Au delà de la route de Bohas à Hautecour en effet, de nombreuses complications longitudinales viennent affecter la Montagne de Corent (fig. 37). Celle-ci est encore constituée par deux voûtes ou lambeaux de voûtes séparées par un contact anormal que suit à peu près la rupture de pente orientale de la Montagne. Mais ici, à hauteur de la route de Meyriat à Poncin, l'anticlinal oriental est réduit à son flanc est, constitué par une série allant du Rauracien au Purbeckien, qui pend vers l'Est/Sud-Est et qui est même localement vertical ou renversé; on ne retrouve plus ici les éléments bréchiques qui, vers le village de Grand-Corent, représentaient les vestiges du flanc ouest de cet anticlinal oriental. Quant à l'anticlinal occidental, il est plus complet, mais il est haché par au moins quatre fractures longitudinales dont deux jouent un rôle dans la topographie de la chaîne: l'une d'elles en effet détermine la formation d'un gradin constitué par le kimeridgien, gradin très constant sur le versant ouest de la chaîne et bien visible depuis le val du Suran, tandis que l'autre est suivie par le bord Ouest de l'étroit plateau qui constitue le sommet de la montagne et est entaillé dans le flanc Est de l'anticlinal occidental où les couches sont normalement superposées.

On voit ainsi que les complications ne manquent pas dans cette chaîne de Corent. Ajoutons à tout ce qui a été décrit de nombreux accidents transversaux N.-W./S.-E. et W.-S.-W./E.-N.-E. (par exemple à la cluse de Sélignat où apparaît le synclinal de Tête Béguine qui donne un val perché dans la topographie) et aussi les contacts

anormaux par lesquels la chaîne bute contre les couches subhorizontales du val de Cize à l'Est et du val de Suran à l'Ouest. Aussi ne peut-on manquer de noter que, si dans l'ensemble les plis du Revermont sont plus réguliers et plus simples que dans le reste du Jura méridional, il y a cependant de sérieuses complications locales.

Ces irrégularités sont cependant peu de chose à côté des importantes complications tectoniques qui affectent la bordure occidentale du Revermont et d'ailleurs aussi du Bugey. Il faut en effet exclure du Revermont ce contact avec la Bresse où se manifeste un style tectonique très spécial que nous allons maintenant examiner.

2° *Style de la bordure Ouest* (4).

A propos du profil longitudinal de ce contact de la Bresse et du Jura méridional, il faut d'abord rappeler un trait bien connu de la tectonique: l'existence des plis en coulisses qui caractérisent cette bordure. Le relais de plis qui se manifeste à hauteur de Pont-d'Ain est classique et marque la limite du Revermont et du Bugey (fig. 1 et 2): au nord de Pont-d'Ain, l'anticlinal de la bordure Ouest du Revermont disparaît par fractures vers les hameaux de La Chapelle et Turgon sous le Pontien recouvert de Pliocène (région du Mont Margueron et du Mont Olivet) et d'alluvions fluvio-glaciaires; mais à l'est de Pont-d'Ain la zone hachée de failles qui prolonge le faisceau d'Orgelet-Poncin prend le relais et constitue désormais la bordure occidentale du Bugey au sud de Jujurieux. Il y a donc ici une véritable coulisse dont ont profité deux cours d'eau, l'Ain et le Suran, pour s'échapper des chaînes jurassiques et gagner la plaine d'Ambérieu.

Mais ce relais n'est pas unique dans cette bordure Ouest. On voit, en effet, au sud de Salavre et à hauteur de Villemotier, le rebord du Revermont faire un angle droit et reculer vers l'Est de près de 4 km. avant de reprendre à Pressiat la direction N.-N.E./S.-S.W. habituelle dans cette région: un vaste golfe de plaine s'étend ainsi à l'ouest de Treffort cependant qu'à partir de Jasseron le pli de bordure venu du Nord-Est atteint de nouveau à peu près la latitude occupée par le rebord jurassien vers Coligny et Salavre. Il semble d'ailleurs que ce golfe de plaine corresponde à un bloc effondré du socle qui aurait provoqué l'apparition des très importantes complications tectoniques du Mont Myon, que nous étudierons bientôt. Ce relais de plis paraît ainsi un peu différent de celui qui a été décrit vers Pont-d'Ain. Il faut noter en outre qu'au Nord du golfe de plaine, de Villemotier à Pressiat la bordure montagnaise reste élevée et ne s'ouvre nulle part

(4) Carte géologique au 1/80.000, feuilles de St-Claude et Nantua. Nous avons utilisé pour cet exposé les diverses études très minutieuses que M. Vincienne a consacrées à la bordure ouest du Jura méridional [61, 66]. Nous avons aussi consulté avec profit les résultats des sondages récents exécutés par la R.A.P. à Pressiat (Mont Myon) et à Journans dont MM. Michel, Appert et Lavigne ont présenté les résultats et les coupes interprétatives au cours de la réunion extraordinaire de la Société Géologique de France dans le Jura du 18 au 26 juillet 1951, 4^e journée [54].

pour former une coulisse: à peine le talus s'abaisse-t-il légèrement au col qu'utilise la petite route de Roissiat (Ain) à Civria (Jura). Aussi, à l'inverse de ce qui se passe vers Pont-d'Ain, aucun cours d'eau ne passe-t-il ici du Jura en Bresse.

Si maintenant nous cherchons à définir dans son profil transversal le dernier pli anticlinal du Jura au contact de la Bresse et de la plaine d'Ambérieu, nous voyons qu'il a été affecté par de puissantes poussées tangentielles qui ont déterminé l'apparition de failles chevauchantes, de nombreuses petites écailles et de décollements: dans l'ensemble le Jura poussé vers l'Ouest chevauche le Tertiaire bressan.

Examinons d'abord ce qui se passe à la lisière de la plaine d'Ambérieu, dans la bordure occidentale du Bugey qui va de Pont-d'Ain à Lagnieu. C'est une région qui a fait l'objet d'études détaillées de M. Vincienne [61]. Avant lui déjà E. Benoît, A. Riche et MM. Gignoux et Moret avaient parlé de la tectonique cassante de la bordure Ouest du Jura aux environs d'Ambérieu, du régime d'écailles et du chevauchement du Tertiaire par le Secondaire qui s'y manifeste. Mais l'étude des rentrants creusés par l'érosion de petits torrents dans le rebord du Bugey et l'examen des versants de la vallée de l'Albarine elle-même permettent de préciser davantage.

Sur le versant Nord du vallon de Vareille, situé à l'est d'Ambérieu (fig. 23), on voit ainsi une première écaille de Bajocien, qui porte les ruines du château de Saint-Germain et est figurée sur la carte géologique (Nantua, 2^e édition), en faible pendage vers l'Est, reposer sur les formations pontiennes qui consistent en tufs, sables et conglomérats et pendent vers l'Est de 15°; au contact du Bajocien et du Pontien apparaît du Lias très écrasé qui témoigne des frictions énergiques des couches. Au-dessus de cette première écaille on trouve une deuxième écaille, en faible pendage vers le Sud-Est aussi, constituée par du Lias supérieur, du Bajocien et du Bathonien inférieur normalement superposés. Sur le versant Nord on observe le même phénomène. Ce vallon de Vareille permet donc de constater qu'il y a un important chevauchement du Pontien par la première écaille, chevauchement matérialisé par le rentrant que dessine le Pontien vers l'amont, vers le fond du ravin.

Un peu plus au Nord, le long de la route d'Ambérieu aux Allymes, si l'on ne peut apercevoir l'écaille supérieure masquée par la végétation du plateau des Brosses, on observe en revanche un fait nouveau: à l'intérieur des argiles pontiennes, qui sont chevauchées par l'écaille inférieure très disloquée, se trouve emballé un lambeau de Lias supérieur argilo-ferrugineux, qui constitue en quelque sorte une troisième petite écaille.

Encore plus au Nord, dans le ravin qui s'ouvre à l'est de Douvres, nous voyons les bancs écrasés et disloqués de l'écaille inférieure, formée de Bajocien, Bathonien et Séquanien reposer, directement ou parfois avec intercalation de Lias supérieur écrasé, sur le Pontien qui revêt ici le faciès de travertins gréseux ayant conservé des traces de frottement. Au-dessus apparaît la seconde écaille, elle-même chevauchante, constituée par du Bajocien, du Bathonien et de l'Oxfordien en fort pendage vers l'Est (25 à 30°).

Enfin, la cluse de l'Albarine entre Saint-Germain et Torcieu permet d'observer ce qui se passe plus à l'Est. Sur le versant Nord de la vallée on voit successivement une troisième écaille de Bathonien-Bajocien qui plonge de 40 à 45° vers le Sud-Est et repose à l'Ouest sur la seconde à hauteur de la Grange du Plan, une quatrième écaille de même constitution et de même pendage que la troisième et qui chevauche celle-ci près du Monument des Balmettes, enfin deux autres écailles, comportant du Lias à la base de chacun d'elles, qui se succèdent jusqu'à Torcieu.

C'est donc un style d'écailles imbriquées et chevauchantes, avec plans de chevauchement inclinés vers l'Est, qui se manifeste dans cette bordure occidentale du Bugey vers Ambérieu. Ces écailles, qui chevauchent les formations pontiennes et sont par suite postérieures au Pontien, semblent provenir, suivant l'interprétation de M. Vincienne, d'anticlinaux déversés et fragmentés par des cassures longitudinales qui auraient subi une poussée venue de l'Est aboutissant à refouler les uns sur les autres les compartiments ainsi formés; les flancs inverses des anticlinaux paraissent avoir disparu en profondeur sous les flanc normaux.

Jetons maintenant un coup d'œil sur ce qui se passe sur cette même bordure occidentale du Jura, à l'extrémité Nord de notre région, aux environs de Coligny. Là encore, M. Vincienne a effectué des analyses précises [66] qu'ont suivies plus récemment les études poursuivies par M. Lavigne, dans le cadre des levés entrepris par l'Ecole des Pétroles et la R.A.P. (5). Les complications tectoniques ne sont pas moins grandes que vers Ambérieu. Le relief même des environs immédiats de Coligny, très heurté, avec d'étroites dépressions longitudinales que bordent des petits ressauts rocheux peu élevés, mais très nets, laisse présager ces complications. En revanche, la carte géologique de Saint-Claude est ici encore incomplète, et parfois inexacte.

Comme aux environs d'Ambérieu, cette région est divisée en compartiments qui sont des écailles par de nombreuses failles longitudinales serrées et peu chevauchantes, orientées N./S. ou N.-N.E./S.-S.W. qui se sont superposées à une structure antérieure plissée (6).

Vers le Nord, cette succession de compartiments faillés et d'écailles se continue, mais avec quelques modifications. Une pincée caractéristique de Bajocien-Bathonien qui porte en particulier la tour de l'Aubespain, est effondrée entre deux monoclinaux, celui de Nanc à l'Est, celui d'Allonal à l'Ouest, tandis que plus à l'Est le Trias est monté en diapir. En outre, tandis que, au sud de Saint-Jean-d'Etreux, le synclinal effondré de l'Aubespain évolue vers un monoclinal, le monoclinal d'Allonal au contraire se transforme, sous le

(5) M. Lavigne a exposé le résultat de ses recherches au cours de la Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France dans le Jura méridional (4^e journée). Cf. le Compte rendu du Bulletin de la S.G.F., p. 816-819 [54].

(6) Nous renvoyons pour plus de détails à l'article de M. Vincienne [66].

bourg de Coligny, en un synclinal renversé. Dans l'ensemble, comme l'ont fait remarquer MM. Glangeaud et Vincienne, nous sommes ici à un point crucial où l'on observe le passage du style monoclinal, qui est de règle au Nord, au style poussé, déversé et même chevauché qui va prédominer au Sud à la lisière du Revermont et du Bugey.

Vers le Sud, M. Vincienne a mis en évidence l'influence d'accidents transversaux, tel celui de Coligny/Bourcia-Barezia qui décalent vers l'Est, au sud de Coligny, les compartiments-écaillés cités plus haut et déterminent le rentrant de la bordure jurassienne déjà signalé. Comme dans les environs d'Ambérieu, il semble que ces écaillés dérivent d'un seul pli anticlinal qui aurait été jadis déversé vers l'Ouest puis fractionné longitudinalement. En outre, le dispositif de ces compartiments, qui descendent en escalier vers la Bresse, laisse présager que ce type de structure n'est pas limité à la lisière du Jura, mais se prolonge, sous le Pliocène, dans le fossé de la Bresse, ce qui rapproche ce dernier de la Limagne et de l'Alsace.

Nous avons ainsi tenté de dégager les caractères tectoniques de la bordure Ouest du Jura méridional au Nord et au Sud. Mais que se passe-t-il dans la région intermédiaire comprise entre Pressiat et Pont-d'Ain? Vers Coligny et Ambérieu un relief heurté laisse immédiatement supposer l'existence d'une tectonique complexe et les morsures d'érosion permettent de suivre assez facilement l'allure du dispositif des terrains. Ici au contraire, l'observation est bien plus malaisée et en général le relief calme, aux lignes simples, est trompeur. Sans doute entre Pressiat et Treffort la topographie est-elle encore assez ciselée par plusieurs dépressions longitudinales que séparent d'étroites arêtes rocheuses (7), à l'Ouest de Cuisiat notamment; au sud de Treffort même la hauteur étroite et effilée qui, entre la cluse de France et Jasseron, porte le Bois de Sancier et la Tour de Jasseron fait penser à une esquille détachée du pli de bordure et fichée dans le Miocène de la bordure. Sans doute aussi l'exaltation extraordinaire de l'anticlinal au Mont Nivigne, dont le sommet atteint l'altitude de 771 m., assez insolite en bordure immédiate de la Bresse, incite à songer à des complications profondes de la structure. Mais plus au Sud et jusqu'à Pont-d'Ain rien ne paraît, de prime abord, aussi régulier que la retombée du Revermont sur la Bresse; le passage brusque de pentes fortes aux étendues très plates permet seulement de conclure, comme l'a déjà fait M. Journaux [109], à un contact tectonique.

Pour déterminer la nature de ce contact, on en était réduit, jusqu'à ces dernières années, à des hypothèses. Heureusement, depuis 1949 deux sondages implantés sur la lisière du Revermont, l'un au sud-est de Pressiat près de la Tour ruinée de Montfort (Jr. 101), l'autre à proximité de Journans (Jr 102) ont fourni des renseignements précieux sur la structure profonde. Ils montrent que le relief calme masque de grandes complications et que le dispositif struc-

(7) On a sur toute cette région une bonne vue d'ensemble depuis la route qui joint Lapeyrouse à Treffort un peu au nord-ouest du col des Engoulures.

tural est affecté comme celui de Coligny et plus encore celui d'Ambérieu par d'importantes poussées tangentielles; il y a donc continuité entre le style du Nord et celui du Sud, avec seulement accentuation progressive des mouvements tangentiels au fur et à mesure que l'on va vers le Sud.

L'observation directe de la chaîne de bordure entre Salavre et Treffort permet d'abord de se rendre compte du dispositif d'ensemble de la région. Entre Chavignat et Treffort, on peut voir le flanc Ouest de l'anticlinal le plus occidental du Revermont plonger très fortement dans la Bresse, matérialisé par la ligne de hauteurs que longe à sa base la route de Treffort à Cuisiat et Pressiat, tandis que l'on aperçoit beaucoup plus loin et beaucoup plus haut, sous le signal du Mont Nivigne, des escarpements blanchâtres de Rauracien qui représentent le flanc Est, tranché par l'érosion, de ce même anticlinal (ph. 1 et 2). Le cœur de cet anticlinal est évidé par trois sillons d'érosion longitudinaux qui constituent, à l'Est et à l'Ouest, deux combes monoclinales oxfordiennes, au centre, une combe médiane, où d'ailleurs le Lias, flanqué parfois par le Trias, affleure de bout en bout et non pas seulement vers le Nord comme l'indique la carte géologique de Saint-Claude, ici encore inexacte. On constate en effet, dans le noyau de cet anticlinal, la présence d'une faille longitudinale, de faible rejet d'ailleurs, qui met en contact une série commençant par le Trias à l'Est avec à l'Ouest un ensemble de terrains un peu effondré. Si maintenant l'on jette un coup d'œil sur les deux extrémités de cet anticlinal, on voit qu'au Nord, dans la région de Chevignat, à l'ouest du Mont Myon qui représente une très belle retombée structurale du flanc occidental, les couches se tordent vers l'Ouest pour se raccorder à l'anticlinal de Salavre à noyau liasique. Vers le Sud, à hauteur de Treffort, l'anticlinal s'énnoie et est relayé par un pli d'un style nouveau qui va régner désormais jusqu'aux environs de Journans; le pli du Mont Myon disparaît en effet périclinalement sous le Jurassique supérieur qui constitue la bordure du Revermont; en outre cette zone d'ennoyage du pli, ainsi que la lisière qui lui fait suite au Sud, est hachée par de nombreuses dislocations.

Mais tout cela n'est rien en comparaison des complications tectoniques qui existent en profondeur et que les deux sondages de la R.A.P. déjà cités, permettent de déceler. Ils traversent en effet des séries de terrains très anormalement superposés avec redoublements, que l'allure à peu près régulière du dispositif structural visible ne fait guère soupçonner. Le sondage de Pressiat (Jr 101), implanté dans le Toarcien au cœur de l'anticlinal, après avoir traversé une série normale allant du Toarcien au Keuper supérieur, rencontre en effet brusquement l'Argovien, un Argovien à faciès d'ailleurs très écrasé et cassé qui trahit l'existence d'une surface de chevauchement et marque le début d'une nouvelle série normale que ce sondage a traversée jusqu'à sa terminaison à 1.621 m. dans le Keuper. Celui de Journans (Jr 102) (fig. 5), commencé dans le Bajocien (recouvert par 14 m. de moraines mindéliennes) à l'ouest de la bordure montagneuse, traverse une superposition de terrains encore plus curieuse: Bajocien, Aalénien, Toarcien, Charmouthien, puis de nou-

veau Toarcien, mais cette fois-ci très écrasé qui annonce un contact anormal proche; la sonde en effet a pénétré ensuite dans les sables et grès du Miocène puis dans les conglomérats versicolores de l'Oligocène, avant de retrouver le Jurassique supérieur dans lequel le sondage a été arrêté à — 677 m.

Comme en témoignent les coupes, ces superpositions stratigraphiques ne peuvent s'expliquer que par un chevauchement vers l'Ouest accompagné de décollement et de fractures secondaires. MM. Michel et Nougarede, géologues de la R.A.P. qui ont interprété les résultats de ces sondages [54], estiment qu'il y a eu décollement total de la couverture post-triasique sur son substratum au niveau des horizons plastiques du Keuper; la surface de décollement pend vers l'Est d'environ 10°, mais il y a aussi un pendage vers le Sud confirmé par le fait que la surface de décollement, qui est à peu près au niveau de la mer vers Lons-le-Saunier, se trouve ici à — 140 m. Ce fait, joint à l'augmentation de puissance du Miocène que l'on constate entre le sondage de Lons et ceux du Revermont, confirme l'opinion de M. Glangeaud, suivant laquelle l'enfoncement vers le Sud des accidents du Jura externe et le mouvement de bascule qui l'a accompagné se sont produits en grande partie avant le Miocène. En outre le front de la masse décollée vers l'Ouest chevauche le Tertiaire bressan.

On voit ainsi que sous un relief calme se cachent de grandes complications tectoniques qui, comme dans les régions d'Ambérieu et de Coligny, traduisent avant tout l'importance des poussées tangentielles, et des décollements. Il y a donc bien continuité dans le style tectonique de la bordure Ouest du Jura méridional qui chevauche assez largement le Tertiaire bressan.

3° *Style du Haut Bugey occidental.*

Dans une zone assez étroite comprise entre Thoirette au Nord, la cluse des Hôpitaux au Sud, la rivière d'Ain et les hauteurs de Poncin, Jujurieux, Ambérieu à l'Ouest, le val d'Oignin, la base du versant occidental de la Montagne de l'Avocat et une ligne sinueuse joignant Corlier à Lacoux et Tenay à l'Est (fig. 1), règne un style tectonique très original qui se définit, dès la première lecture de la carte géologique (8), par la multiplicité des cassures et le caractère accessoire des plis, le plus souvent incomplets, parfois simples monoclinaux. Nous sommes entrés ici en effet dans le « faisceau Orgelet Poncin » à style « ultracomtois » de M. Glangeaud [26] qui se prolonge de Poncin à la Cluse des Hôpitaux par le « type central » distingué par M. Vincienne [63]. Nous avons eu déjà l'occasion de prendre pour exemple ce style ultracomtois quand nous avons exposé les aspects d'ensemble de la tectonique jurassienne. Aussi ne ferons-nous qu'en rappeler rapidement les caractères généraux, du moins en ce qui concerne le faisceau situé au nord de Poncin qui, à l'est de la rivière d'Ain, constitue les Monts Berthiant.

(8) Carte géologique de Nantua surtout.

Dans cette haute barrière des Berthiant qui, plus que l'Ain, sépare le Revermont du Bugey et n'est franchie que par les rampes sévères d'une seule route, le fait essentiel, on le sait, réside dans l'influence énorme du socle profond, de ses dislocations et des jeux de blocs. Cette influence ne se fait d'ailleurs pas sentir de façon directe; pour reprendre la terminologie de M. Glangeaud, c'est une influence médiate. Ici en effet des failles du socle ont entraîné à la surface, dans la couverture, des dislocations beaucoup plus nombreuses, étoilées, qui ont été ensuite décalées à cause du décollement et du glissement d'ensemble de cette couverture vers l'Ouest et ne sont plus situées exactement sur l'emplacement des fractures profondes. Le style, qui s'apparente au style comtois des faisceaux bisontin et lédonien, présente ainsi des caractères originaux qui ne manquent pas de complexité. Des distensions et aussi des phases d'érosion se sont certainement manifestées et permettent seules d'expliquer l'aspect très disloqué et souvent incohérent de ce faisceau d'Orgelet-Poncin. On observe en effet des variations brusques du dispositif des terrains le long d'une même lanière ou d'un même monoclinale et l'on ne peut suivre la plupart du temps la continuité de ces accidents secondaires. Il semble qu'il se soit formé des dépressions avec paquets effondrés sous l'effet de l'érosion et peut-être aussi par distension; ces dépressions auraient été ensuite comprimées et leurs bords rapprochés: c'est ainsi que l'on pourrait expliquer les lanières très étroites, dont la largeur n'atteint pas 100 m., telle la lanière occupée par de l'Oxfordien, pincé et broyé que l'on traverse peu à l'ouest du col de Berthiant. C'est ensuite que se serait produit le décollement d'ensemble dont nous avons parlé plus haut. Comme le fait remarquer M. Glangeaud, cette couverture d'abord fragmentée, puis décollée dans son ensemble offre, en réduction, le même phénomène que celui dont a parlé M. Lutaud pour les nappes de Provence.

Il en résulte un faisceau de lanières monoclinales plus ou moins plissées dont la compression et la complexité augmentent encore sur la feuille de Nantua (fig. 29). Sur cette feuille en effet, la région des Berthiant, où A. Riche avait figuré six lanières entre Pérignat et l'Ain sur un espace de 4 km. de large seulement, présentait déjà un aspect tectonique complexe. Mais depuis les levés effectués dans la région par les ingénieurs pétroliers, on sait que la réalité est encore plus compliquée et le nombre de lanières plus élevé: la région est littéralement hachée de fractures et fait un contraste brutal avec la zone orientale du Revermont toute proche, vers Cize et Hautecour, où les terrains sont peu dérangés. En outre ce faisceau disloqué commence à s'élargir en allant vers le Sud par l'adjonction de nouvelles unités et atteint 6 km. de large entre Challes-la-Montagne et Poncin.

Mais le faisceau d'Orgelet-Poncin s'élargit encore plus sur sa bordure orientale au sud de Poncin, et constitue la zone large d'au moins 10 km. qui s'étend entre Torcieu et Tenay dans laquelle M. Vincienne a défini son régime tectonique « central ». Il faut noter d'ailleurs que, si l'on retrouve encore des lanières très exiguës analogues à celles que l'on a rencontrées dans les monts Berthiant, telles les pincées oxfordiennes de Cornelle-Saint-Jérôme-Nivollet à l'Est

et de Poncieux-Boyer à l'Ouest, celles-ci se font toutefois plus rares, dans l'ensemble la largeur des compartiments faillés augmente sensiblement. Il n'en reste pas moins que le style tectonique demeure le même, et que ce régime est caractérisé par la présence de plis serrés, en lanières, incomplets et cassants dont A. Riche avait déjà défini les caractères généraux.

Entre Torcieu et Tenay (fig. 22 et 23) on peut ainsi distinguer comme plis principaux: l'anticlinal du Mont Charvet, le synclinal d'Angrières, les anticlinaux de Gratoux et de Suermes, le synclinal d'Oncieu-Evosges, les anticlinaux d'Argis-Tenay et de Chaley, le synclinal situé à l'ouest de Lacoux et l'anticlinal de Lacoux. On voit déjà par cette énumération que la succession anticlinaux/synclinaux n'est pas régulière et que certains synclinaux manquent. Il s'agit en effet d'un plissement non seulement haché de fractures longitudinales, mais encore très compliqué dans le détail: les anticlinaux sont le plus souvent réduits à leur retombée orientale normale et les plis se heurtent par cassures ou même se chevauchent. Les rapports entre anticlinaux et synclinaux ne sont pas normaux: ainsi entre Oncieu et la gorge de l'Albarine sous Nantuy, région où les complications semblent atteindre leur apogée (fig. 2), les anticlinaux tronqués de leur retombée Ouest se heurtent brutalement à des synclinaux privés, eux, de leur flanc Est, au moins partiellement, tel l'anticlinal de Lacoux et le synclinal situé à l'ouest de ce village. Ces irrégularités tectoniques sautent aux yeux quand on parcourt la cluse de l'Albarine entre Torcieu et Tenay et que l'on observe les terrains sur le versant septentrional de cette profonde vallée qui offre une magnifique coupe naturelle de cette zone: on voit en effet les couches monter vers l'Ouest à maintes reprises, interrompues seulement par des dislocations bien visibles qui abaissent les compartiments occidentaux et font ainsi figure de failles contraires; mais on cherche en vain un pendage vers l'Ouest ou une voûte normale, sauf peut-être dans l'anticlinal du Mont Charvet, et encore; jamais les monoclinaux n'apparaissent avec autant de netteté que sur les versants de cette gorge.

Il faut remarquer en outre que les couches ne montent pas toujours de façon rigide et sont souvent affectées par des ondulations. Mais surtout si quelques failles sont droites, elles sont le plus souvent inclinées et l'on est même fréquemment en présence de véritables plis-failles avec chevauchements locaux. C'est dire l'importance des poussées tangentielles qui sont plus accentuées dans cette région que dans la chaîne des Berthiant au Nord, comme d'ailleurs nous avons déjà eu l'occasion de le voir sur la bordure aux environs d'Ambérieu. Cette action, de plus en plus marquée vers le Sud, des poussées tangentielles, se superpose à l'influence des dislocations profondes du socle, sans d'ailleurs la faire jamais disparaître: ce fait que nous constatons dans cette zone occidentale du Bugey a une portée plus générale et caractérise la tectonique de la majeure partie du Jura méridional.

4° *Style du Bugey central.*

L'importance des poussées tangentielles va encore s'accroître à l'Est des Monts Berthiant et de Tenay. Nous abordons ici une région où règne un nouveau style tectonique que nous avons appelé, faute de mieux, style du Bugey central, et qui s'étend au Nord et à l'Est jusqu'à une ligne joignant approximativement le confluent Ain-Brienne à Belleydoux, Giron, Champfromier, Châtillon-de-Michaille, Lalleyriat, et suivant ensuite la base du versant Est de la chaîne de Cormaranche-Planachat, tandis qu'au Sud, la cluse des Hôpitaux marque la limite de cette région entre Virieu-le-Grand et Tenay (fig. 1). Il s'agit en somme d'une zone qui englobe le reste du Bugey à l'exception du Retord et du Valromey (9) auxquels nous avons cru devoir réserver une place à part dans cet examen des styles tectoniques.

Si l'on essaie de situer cette zone dans les descriptions de régions tectoniques faites par MM. Glangeaud et Vincienne on peut dire qu'elle correspond d'une part à la seule partie ouest du « type oriental » distingué par M. Vincienne [63] (il étend ce type jusqu'à l'avant-pays savoyard), et d'autre part aux « plis de couverture » et, en partie seulement, au « faisceau helvétique » figurés par M. Glangeaud dans son croquis du schéma structural du Jura [26]. Nous n'avons pas cru possible en effet de suivre ces auteurs dans les divisions qu'ils ont adoptées car il nous a paru que les blocs moins plissés, sauf sur les bordures, tantôt soulevés et tantôt effondrés, du Retord, du Valromey, de la forêt de Champfromier (et, en dehors du Bugey, des Molunes) participaient à un style différent, de même que le synclinal de la Valserine et l'anticlinal du Reculet-Crédoz témoignaient encore d'un autre régime tectonique comme les marges savoyardes du Jura méridional (Vuache, Gros Foug, Epine-Mont-du-Chat) que nous leur avons jointes.

Il faut remarquer en outre que la zone des « plis de couverture des plateaux », que M. Glangeaud a figurée sur son croquis au nord et au sud de Nantua, ne paraît pas clairement distincte des plis situés plus à l'Est et qui, selon cet auteur, appartiennent au « faisceau helvétique ». Sans doute s'agit-il essentiellement de la région comprise entre Berthiant et Joux Noires — Mont d'Ain, c'est-à-dire des anticlinaux des Joux-Blanches et de l'Avocat et des Synclinaux de l'Oignin, de l'Ange (Oyonnax) et de la Combe du Val, où les complications sont un peu moins importantes et les plis moins serrés qu'à l'Est. Mais il y a des exceptions, notamment pour les Joux Blanches au nord-ouest de Montréal, qui sont hachées de fractures longitudinales, et cette zone fort étroite peut, semble-t-il, être

(9) Le problème soulevé par le style du Grand Colombier est délicat à résoudre. Séparé de la zone précédemment délimitée par le Valromey cet anticlinal semble pourtant devoir lui être rattaché en raison de l'importance des poussées tangentielles qui s'y manifestent. Mais il ne faut pas perdre de vue non plus qu'il participe au style du Haut Jura oriental par l'exaltation et le soulèvement qui le caractérisent. Dans notre exposé, nous le rangerons néanmoins, avec cette réserve, dans le Bugey central.

réunie sans risque de confusion à la moitié occidentale du faisceau helvétique.

Outre les « plis de couverture », qui viennent d'être cités, le style du Bugey central affecte les plis suivants (fig. 2) : anticlinal des Monts d'Ain, encore appelés Joux Noires à cause des épaisses forêts d'épicéas qui les recouvrent, que prolonge au Nord l'anticlinal d'Apremont et de la Forêt Macretet, le synclinal de Brénod-Hauteville, qui, au Nord de la cluse de Nantua, devient le synclinal de Charix, l'anticlinal de Cormaranche-Planachat-Les Moussières que l'on retrouve au Nord dans celui de Biolaz-Les Millières, le synclinal des Abergement-Lalleyriat-Le Poizat prolongé, au nord-est de St-Germain-de-Joux, par celui de Marnod, l'anticlinal de Bérentin qui, au nord de la Semine, se divise pour donner naissance à l'anticlinal de Montarquis à l'Ouest et au synclinal de la Combe du Collet à l'Est — fait assez fréquent dans le Jura méridional —, l'anticlinal de Très-La-Joux qui se poursuit dans celui, fracturé, de Fay-Ruty, tandis qu'au nord-ouest de Montanges et vers le ravin de la Sandézanne apparaissent une pincée argovienne et des accidents transversaux qui indiquent que nous pénétrons dans une nouvelle zone, dominée par les jeux du socle profond, qui fait en quelque sorte la liaison entre le bloc du Retord au Sud et celui de la Forêt de Champfromier au Nord. On peut enfin rattacher à ce régime tectonique du Bugey central l'anticlinal du Grand Colombier, avec les réserves faites plus haut.

Ce style du Bugey central est caractérisé par une tectonique plus pliante que cassante, où les phénomènes de poussée tangentielle sont beaucoup plus accentués, ce qui n'a rien d'étonnant puisque l'on se rapproche des Alpes: il se différencie par là du Bugey occidental. Il ne faudrait pas croire cependant que l'influence du socle ne se fasse pas sentir: quoique atténués, comme l'a montré M. Glangeaud, dans le faisceau helvétique, les jeux de blocs se marquent cependant ici et là dans le dispositif structural. Ce sont les deux caractères fondamentaux que nous allons retrouver dans ce régime plissé plus ou moins lâche, où les anticlinaux et les synclinaux connaissent un développement plus normal qu'entre Torcieu et Tenay.

Voyons d'abord quels sont les aspects des plis considérés dans le sens transversal. Aussi bien dans les anticlinaux que dans les synclinaux signalons tout de suite que les phénomènes de dysharmonie sont fréquents en raison de la présence de nombreux niveaux plastiques, Trias, Lias et Argovien surtout, qui alternent avec les couches calcaires rigides.

Les anticlinaux de cette région ne sont jamais droits; parfois simplement déjetés, ils sont le plus souvent déversés et ce déversement se fait en général vers l'Ouest comme il est naturel, la poussée venant de l'Est; tels sont les anticlinaux des Moussières et Biolaz, de Bérentin et Montarquis (fig. 25 et 26). Mais il arrive — fait plus extraordinaire — que le déversement se produise en direction de l'Est: le cas le plus net est celui de l'anticlinal des Monts d'Ain ou Joux Noires déversé sur le synclinal de Brénod-Hauteville, qui est ainsi encadré par deux anticlinaux déversés (fig. 3 et 40). C'est ici qu'interviennent les jeux du socle profond. Car pour expliquer ce

déversement insolite (10) il faut bien supposer que le synclinal de Brénod correspond à un compartiment affaissé qui a attiré en quelque sorte les couches de la couverture du compartiment soulevé des Monts d'Ain. C'est l'hypothèse que formulait aussi M. Lugeon. Cet accident se raccorde vers le Nord au faisceau de Syam (Jura), décrit par les géologues de l'Ecole du Pétrole, et constitue ainsi un accident majeur du socle jurassien que l'on peut suivre sur près de 150 km. Il arrive aussi qu'outre le déversement du flanc Ouest on observe un léger déversement à la base du flanc Est, si bien que l'on a affaire à un double déversement et à une esquisse de pli champignon: tel est le cas de l'anticlinal du Grand Colombier, déjà figuré sous cet aspect sur les coupes dressées par E. de Martonne [118]; c'est à coup sûr l'affaissement très accentué du synclinal du Rhône, corrélatif de la surrection du Colombier, qui a déterminé le déversement du flanc Est.

Bien entendu, dans les anticlinaux à un seul déversement, c'est le flanc déversé ou inverse qui offre le plus de complications et fait un net contraste avec le flanc normal dont le pendage est régulier. On observe souvent un étirement partiel ou total du flanc inverse, ou même un laminage des couches, et le pli peut passer au pli-faille, puis au pli plus ou moins chevauchant: c'est le cas de l'anticlinal de Cormaranche-Planachat-Les Moussières qui chevauche légèrement le synclinal de Brénod-Hauteville (fig. 40). Il peut se produire à la limite des phénomènes de décollement accompagnés de transport de certaines couches sur les terrains marneux sous-jacents: c'est ce qui se passe pour l'anticlinal des Monts d'Ain au-dessus de Neyrolles. Au sud de ce village, on voit fort bien le Bajocien du flanc occidental normal chevaucher le Jurassique supérieur vertical ou même un peu renversé qui chevauche lui-même le Crétacé du synclinal de Neyrolles-Brénod; ce dernier chevauché aussi à l'Est par l'anticlinal des Moussières est véritablement étranglé et offre un cas typique de structure « en blague à tabac ». Au nord des Neyrolles le dispositif est encore plus complexe, du fait de l'existence d'une faille longitudinale qui s'ajoute aux deux plans de chevauchements: on voit en effet d'une part le Bajocien du flanc normal recouvrir le Jurassique supérieur écrasé qui constitue le flanc inverse, et d'autre part à l'est de la faille, une autre série de Jurassique supérieur un peu déversé sur les terrains subhorizontaux du synclinal des Neyrolles.

Quant aux synclinaux, ils présentent eux aussi des complications assez grandes. De forme allongée, comme le synclinal de Charix, ou losangique comme celui de Brénod-Hauteville (ceux-ci ressemblent par là aux synclinaux de la région de Saint-Laurent-Chaux des Crotenay dans l'est du Jura central), ces synclinaux se couchent souvent vers l'Est. Leurs rapports avec les anticlinaux voisins sont toujours anormaux, sauf en ce qui concerne le synclinal de la Combe

(10) M. Cholley, dans ses études sur le Jura méridional (cf. Ann. de Géo., 1932), parle de « déversement à rebours » pour caractériser ce phénomène.

du Val, qui d'ailleurs, rappelons-le, est rangé par M. Glangeaud dans la catégorie des « plis de couverture » plus simples. Ces contacts sont si complexes que l'on a pu croire longtemps qu'il existait une discordance entre les terrains crétacés du synclinal et les terrains jurassiques de l'anticlinal. Il n'en est rien. Mais les poussées tangentielles ont été si intenses que le flanc inverse de l'anticlinal peut se coucher sur le flanc du synclinal renversé et étiré ou même déborder le synclinal au point de faire disparaître le flanc inverse de ce dernier: c'est ce qui se passe pour le synclinal de Mar-nod à peu près réduit à son flanc occidental ainsi que l'on peut s'en rendre compte aisément depuis la route de Saint-Germain-de-Joux à Lalleyriat (fig. 26). Parfois même, le flanc inverse de l'anticlinal peut, suivant les termes mêmes de M. Vincienne [67], « prendre en écharpe les couches du bord du synclinal » et, en chevauchant progressivement le synclinal, faire disparaître complètement ce dernier et venir recouvrir l'anticlinal voisin: c'est ce phénomène que l'on désigne sous le nom de coalescence d'anticlinaux. C'est probablement ce qui arrive au synclinal des Gallanchons, situé à l'ouest de Châtillon-de-Michaille, qui disparaît au nord de la Semine dans la zone des anticlinaux fracturés qui s'étend vers Fay, Rutz et plus à l'Est. Ces chevauchements et ces transports de terrains font que parfois les bords des synclinaux présentent de petites écailles dues à la poussée.

Si maintenant nous étudions dans le sens longitudinal les plis du Bugey central, nous constatons d'abord que ces plis se suivent sur une assez grande longueur; il n'y a pas ici de brachy-anticlinaux ni de brachy-synclinaux. Mais les déviations d'axes, les changements brusques de direction et les torsions ne sont pas rares: ces accidents brutaux, cette absence de régularité et de développement harmonieux des plis, sont là pour rappeler l'influence du socle profond et de ses dislocations, car tout se passe comme si les plis se heurtaient à des blocs soulevés qui les auraient déviés. Il faut rappeler la torsion qui dévie vers l'Est tous les faisceaux entre les Neyrolles et Châtillon-de-Michaille (fig. 2): anticlinaux et synclinaux offrent tous à cette hauteur un tracé en baïonnette et cet accident majeur, en créant une zone de points faibles offerts à l'érosion, a facilité le creusement de la cluse composée de Nantua à Châtillon-de-Michaille.

Les axes de plis sont fréquemment traversés par des accidents transversaux, des décrochements (11) qui sont en général obliques à l'axe du pli; orientés S.E./N.W. ou plus rarement E.N.E./W.S.W., ils ont en général une assez grande continuité et marquent souvent de brusques changements dans le style tectonique des chaînes décrochées, soit des soulèvements d'axe, soit des abaissements, soit encore des surrections brutales. Leur rejet horizontal est faible en général et peut varier de valeur et de sens le long du même accident. Parfois compliqués de mouvements verticaux, ils peuvent limiter des

(11) Voir à ce sujet la communication de M. Vincienne. Les décrochements horizontaux dans le sud du Jura. C.R. Ac. Sc., t. 194, p. 2149, 13 juin 1932.

compartiments tout à fait indépendants par le dispositif structural et l'altitude: il en est ainsi du décrochement Est-Ouest qui, du col de Richemont à Hotones, sépare le Valromey du Retord. Ils constituent en quelque sorte un des traits fondamentaux du Jura et, bien entendu, jouent un rôle morphologique important en déterminant un morcellement du relief, des torsions de chaînons et souvent l'emplacement des ruz et des cluses.

On en rencontre dans les anticlinaux du Grand Colombier, de Cormaranche (vers la combe de Mazières) et des Monts d'Ain, ainsi que dans le synclinal néocomien que l'on suit de Saint-Germain-de-Joux à Saint-Claude et dont la partie méridionale rentre dans notre région; M. Vincienne qui a fait une étude détaillée des décrochements qui affectent ce synclinal, en a signalé deux qui sont encore en Bugey: celui situé au N.-E. de Fichin qui prolonge un accident majeur venu de très loin puisque, selon M. Vincienne, on peut le suivre depuis le lac d'Annecy par l'extrémité du Salève, la coupure Mont de Musiège/Vuache, le bord Sud du massif de Mentières et le gisement triasique de Champfromier; un autre, au S.-E. de Belley-doux, orienté N.-E./S.-W., qui rejette tous les éléments vers l'Ouest de près d'un kilomètre et a guidé le creusement de la cluse de la Semine et de la « combe en reculée » d'Orvaz.

Ces divers accidents transversaux déterminent la formation de compartiments losangiques nombreux — autre trait caractéristique du style tectonique du Bugey central — dans lesquels les rejets verticaux et horizontaux tantôt se composent et tantôt se compensent, et dont les points d'intersection sont ou bien des zones d'écrasement tectonique et d'abaissement morphologique, ou bien au contraire des zones de culmination. Remarquons d'ailleurs que chaque compartiment est indépendant du point de vue structural du compartiment voisin, ce qui laisse bien supposer là encore que le dispositif superficiel des terrains ne fait que refléter le compartimentage du socle en blocs faillés.

On peut remarquer que les plis du Bugey se terminent en général soit par coalescence avec d'autres plis (cf. ce qui a été dit plus haut à propos des synclinaux) soit par accident transversal (décrochement): c'est ce qui se passe pour la terminaison méridionale brutale des Joux Blanches au nord de Brion, dont l'axe se retrouve, mais décalé vers l'Ouest, dans l'anticlinal de Degoley et du Bourdon. Il faudrait citer aussi, bien entendu, la terminaison Sud extrêmement rapide du Grand Colombier à Culoz. Quant aux terminaisons péricleinales, on ne les rencontre que très rarement et en dehors de cette région du Bugey central; elles affectent alors des plis plus calmes et sans doute plus récents tels que la Montagne des Princes qui, à l'est du Rhône, offre au Nord un des meilleurs exemples, souvent cité, de ce genre de terminaison. Peut-être cependant faut-il citer comme terminaison péricleinale dans notre région l'abaissement régulier de l'anticlinal de l'Avocat au nord de Corlier, mais les faits sont ici moins nets.

Notons enfin que toutes ces complications tectoniques s'accompagnent d'écrasements plus ou moins intenses et de brèches tectoniques très fréquentes dans les monts du Bugey.

5° Style du Bugey oriental et des Molunes.

Il nous a paru bon, dans l'étude des styles tectoniques, de détacher du Bugey le plateau de Retord, celui de la forêt de Champfromier, le Valromey et la Michaille et de réunir ces districts au plateau des Molunes, qui, lui, n'est plus en Bugey, et au petit massif de Mentières accolé à la haute chaîne du Crêdoz. Ces régions nous semblent en effet, du point de vue de la tectonique, constituer un ensemble cohérent affecté d'un style original que l'on pourrait appeler le style des blocs soulevés et effondrés. Nous avons vu certes que, même dans le régime plissé du Bugey central, l'influence des jeux du socle profond n'était pas absente et se reflétait en particulier dans l'allure de certains synclinaux et dans les déversements anormaux vers l'Est. Néanmoins, il n'y avait rien de comparable à ce qui se passe dans cette zone enclavée au milieu des plissements, entre les plis du Bugey central et la haute chaîne qui borde le pays de Gex. Ici, bien que les plissements ne soient pas absents (nous le verrons à propos du Retord et plus encore à propos des Molunes), les jeux de blocs soulevés et basculés ou affaissés l'emportent nettement sur les poussées tangentielles.

C'est ainsi qu'apparaît un style tectonique différent, caractérisé par la présence de compartiments soulevés, le plus souvent basculés vers l'Ouest, tels le Retord et le plateau des Molunes, parfois sensiblement horizontaux comme celui de la forêt de Champfromier, ou effondrés, tels le Valromey et la Michaille. L'ampleur de ces deux dépressions interdit en effet de les considérer comme des synclinaux ordinaires; en outre, il est étonnant de voir le Valromey affaissé situé dans le même faisceau que le Retord soulevé (avec trifurcation du synclinal crétacé dans le haut plateau) et dans son exact prolongement (fig. 2). Cette situation ne peut se comprendre, comme nous allons bientôt le voir, que par l'existence de fractures importantes Est/Ouest qui séparent en réalité deux compartiments qui sans doute jadis n'en faisaient qu'un, et qui ont été ensuite dénivelés.

Il en est de même pour le Retord et la Michaille, la dislocation étant ici Nord/Sud et non plus Est/Ouest (12). Dans son croquis montrant le schéma structural du Jura [26] M. Glangeaud a figuré cette dislocation majeure Nord/Sud et indiqué la montée du socle sous le Retord et les Molunes au Pontien ainsi que la zone d'affaissement de la Michaille. La formation des bourrelets de plis sur les bords de ces compartiments ayant joué les uns par rapport aux autres rend compte de l'existence des anticlinaux du Crêt Pela et du Crêt Chalam sur la lisière orientale des Molunes et du Crêt du Nû sur le bord Est du Retord. Ce dernier pli est prolongé vers le Sud par l'anticlinal très exalté et très complexe du Grand Colombier, et l'on peut se demander si ce pli, mis à part le soulèvement récent, sans

(12) Cf. Dubois (M.): Remarques tectoniques et morphologiques sur le Bugey, Bull. A.G.F., mars-avril 1951.

Cf. aussi fig. 24 et 25.



Photo 1

Chaîne de bordure du Revermont, côté Est, vue prise du col des Justices vers le Nord. Au fond, à droite, le Nivigne (777 mètres), très sculpté dans le flanc normal de l'anticlinal. Au centre, combe médiane oxfordienne de Rosy. A gauche, arête du Lomont correspondant au noyau bathonien disloqué par failles et soulevé en horst.



Photo 2

La zone complexe de Pressiat et Cuisiat, vue du Nord-Ouest. A gauche, base du revers structural du Mont-Myon, auquel correspond le petit crêt (à droite) de Cuisiat. Au centre, barres de Montfort, constituées de bathonien dur en fort pendage vers l'Ouest. Au fond, par les demi-cluses, on voit le crêt du Nivigne sculpté dans le flanc normal de l'anticlinal.

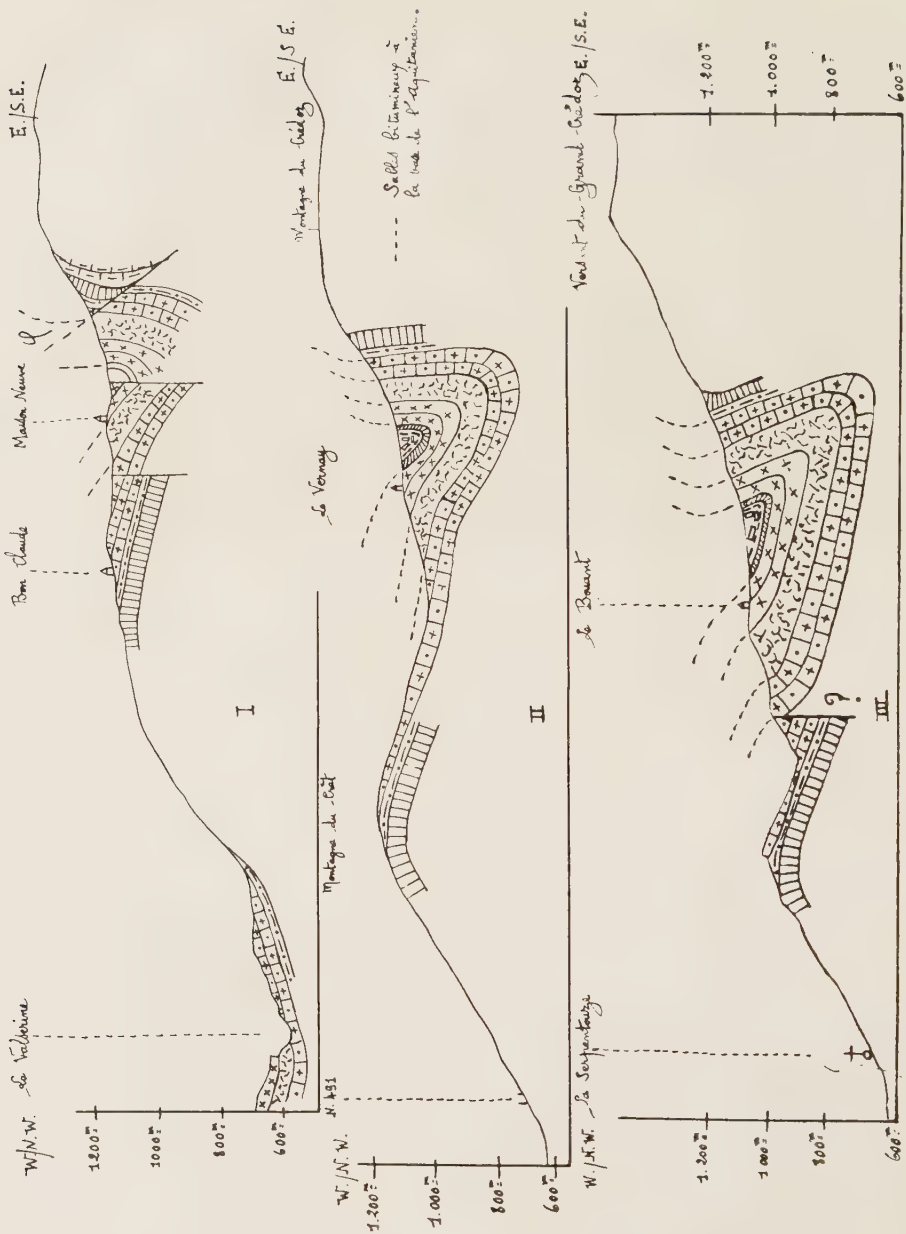




Photo 3

Au Nord du val Chézery, le hameau de La Rivière et le ravin du Troublery ou Creux du Reculet. Contact anormal de l'anticlinal du Reculet et du syndical de la Valserine. Au centre, arête boisée dans laquelle viennent se confondre le flanc occidental de l'anticlinal et le flanc oriental du synclinal, tous deux laminés et broyés. A gauche, au fond du vallon de La Chaz, le synclinal est chevauché par un lambeau de recouvrement décollé du flanc normal de l'anticlinal.



Photo 4

Vue prise de la Fontaine Napoléon (R.N. 5) vers le Sud. Combe du Journans ou Creux de l'Envers, dominé à droite par les crêts du Mont Rond, et à gauche par la barre de l'arête de Montchanais (retombée rapide du flanc Est de l'anticlinal) ; à droite, sous les crêts, replats structuraux du Pailly et en-dessous (clairière au centre de la photo), replat sans doute pliocène de la Côte au Nion.

Au fond, dominant les sources du Journans, le Colomby de Gex.

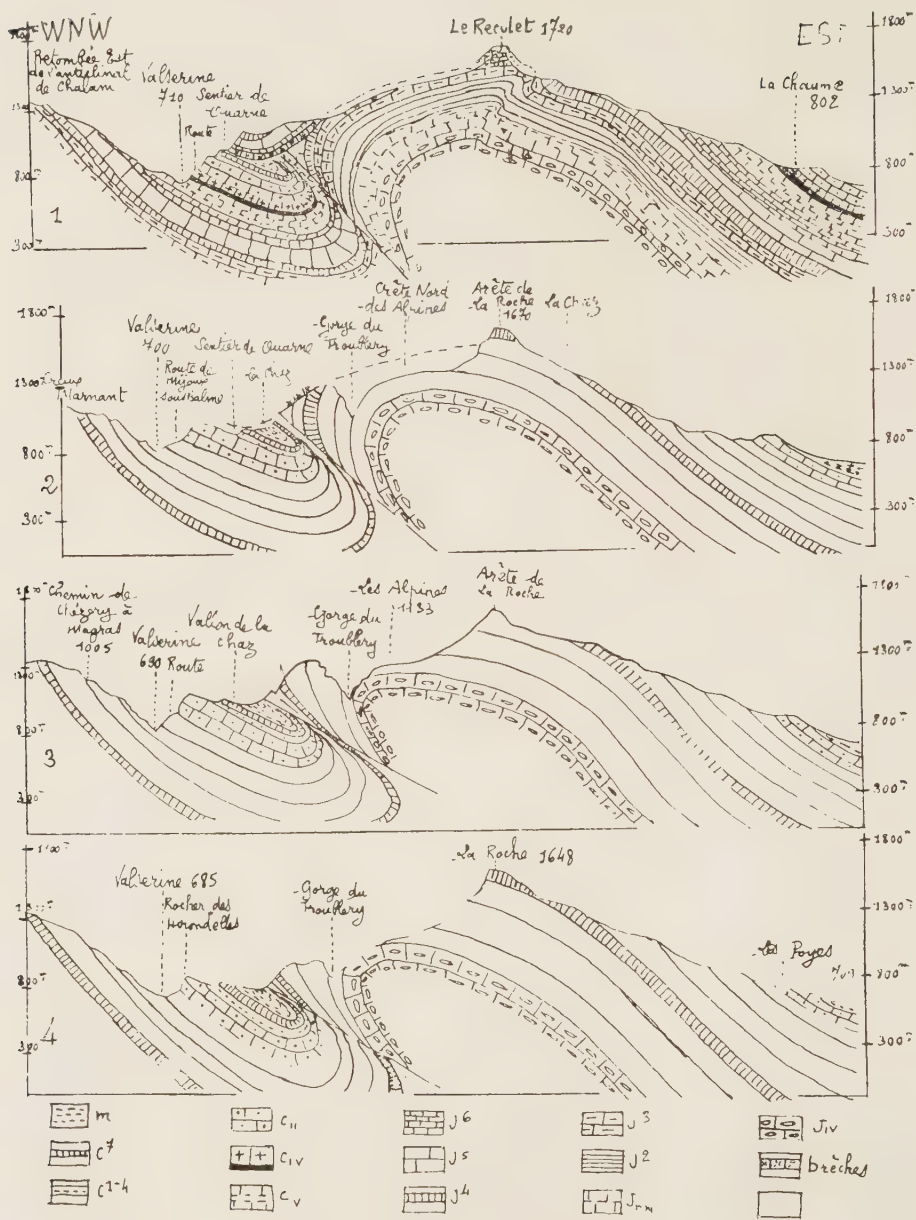


Fig. 9. — Un exemple de chevauchement et de décollement, compliqués d'un décrochement horizontal : le contact de l'anticlinal du Reculet et du synclinal de la Valserine à La Rivière (Nord de Chézery). Quatre coupes montrant le décollement de plus en plus net vers le Nord.

(D'après M. H. Vincienne.)

Echelle des longueurs et des hauteurs = 1 : 55 000.

doute pliocène, qui l'affecte, ne représente pas le bourrelet oriental de la partie Sud du bloc du Retord, effondrée depuis longtemps, et qui constitue maintenant le Valromey. Ce serait en somme le seul vestige de ce bloc méridional qui aurait échappé à l'effondrement. Il est vrai que les déversements et même les chevauchements qui se manifestent dans le flanc Ouest du Colombier montrent que les poussées tangentielles ont eu lieu en partie après l'affaissement du Valromey.

Tels sont les caractères généraux de ce style tectonique assez rigide. Nous aurons l'occasion d'étudier en détail le dispositif du Retord et des Molunes quand nous examinerons les aspects morphologiques de ces deux hauts plateaux (cf. 2^e partie, Chap. 4). Disons seulement tout de suite qu'à d'anciens plissements oligo-miocènes assez lâches ou même et surtout à de simples mouvements de surrection et de bascule se sont surajoutés, au Pontien, des plissements très localisés qui n'arrivent pas à effacer l'influence capitale exercée par le socle ancien.

Quant au Valromey, dont on n'étudiera plus loin (cf. 3^e partie) que la morphologie pliocène, on en décrira dès maintenant le dispositif tectonique. Si l'on s'en tient à la structure superficielle, le Valromey se présente comme un large synclinal en fond de baquet de forme rectangulaire et de dimensions imposantes, 6 à 8 km. de large sur 18 km. de long environ. C'est même en général le Valromey que l'on choisit comme exemple classique de synclinal en fond de baquet. Il faut cependant se hâter d'ajouter que ce dispositif en fond de baquet n'affecte que les couches sous-jacentes du Jurassique qui sont en effet à peu près horizontales. Il n'en est pas de même du Néocomien qui forme, sous les placages glaciaires et probablement pliocènes, le plancher du synclinal. Celui-ci est en effet affecté par des ondulations ou plutôt des plissements peu importants et bien localisés, mais assez fréquents qui seuls permettent d'expliquer la répartition des affleurements d'Urgonien, d'Hauterivien et de Valanginien dans le val (fig. 23).

C'est ainsi qu'entre Ruffieu et Hotonnes, à l'est du ravin assez profond creusé par le petit ruisseau affluent de rive droite du Séran, on rencontre des terrains redressés de 10 à 15° vers l'Ouest/Nord-Ouest. Or, après une zone masquée par la végétation qui empêche l'observation des terrains, on retrouve les mêmes couches à l'Ouest de ce ravin et, encore plus loin, au nord-ouest de Ruffieu; il est impossible que ces forts pendages se prolongent vers le Nord-Ouest et qu'en même temps le Valanginien affleure toujours; il faut bien admettre qu'il y a des plissements locaux que l'on ne peut toujours observer en raison des placages morainiques assez épais qui recouvrent le val. Ces plissements locaux, qui sont dus à des phénomènes d'ajustement post-tectoniques, glissements par gravité de la couverture crétacée des anticlinaux voisins qui descend dans le synclinal, et se plisse d'elle-même sans intervention d'aucune poussée tangentielle, font partie des phénomènes de « collapse structure » que M. Glangeaud et ses élèves ont si bien décrits [6, 20] et caractérisés dans les synclinaux de la région de Saint-Laurent et de Chaux-des-Crotenay (Jura).

Mais ce ne sont là que des points de détail. Il semble — et c'est là le fait le plus important sur lequel on a peu insisté jusqu'ici — que le Valromey n'est pas un simple synclinal et que le dispositif superficiel des terrains n'est que le reflet de jeux du socle profond. Plus qu'à une ondulation en creux des couches, nous avons affaire à une tectonique cassante et rigide, à un compartiment effondré et cerné de fractures ou au moins de flexures très importantes que l'épais manteau de moraines et de cailloutis fluviaux, sans doute pliocènes, ne permet pas d'observer, sauf au sud-ouest du col de Richemont près de la bifurcation des routes d'Hotonnes et de Sothonod. L'ampleur de cette dépression et surtout son contour géométrique, quadrangulaire, sa position juste dans le prolongement du Retord, qui forme bastion au-dessus de lui, incitent à penser qu'il s'agit bien d'un bloc effondré, séparé du Retord, avec lequel il ne faisait qu'un jadis, par un accident orienté Est/Ouest et sur lequel se sont exactement moulées les couches jusqu'au Jurassique inclus, tandis que les plissements locaux du Crétacé ne représentent que des accidents superficiels et récents.

Le long de la ligne Hotonnes-Col de Richemont, on voit en effet le Jurassique supérieur s'abaisser brutalement de plus de 1.200 m. à moins de 650 m. d'altitude, soit une dénivellation de près de 600 m. Les moraines épaisses qui sont plaquées, au nord de la route, contre le grand versant méridional du plateau de Retord, empêchent de définir avec exactitude l'accident qui sépare ce haut plateau du Valromey. Mais qu'il s'agisse de fractures, probablement multiples, ou d'une grande flexure, il y a là un accident majeur qui dénivèle deux blocs de tectonique plutôt rigide que plissée. Le grand versant que longe la route joignant Hotonnes au col de Richemont est un talus tectonique et non un simple escarpement dû à la seule érosion, même si celle-ci a contribué à le rafraîchir.

Du côté de l'Est le contraste n'est pas moins vif entre la structure violemment plissée du Grand Colombier et le dispositif plus calme, subtabulaire et effondré, du Valromey, où les plissements locaux ne sont qu'épisodes secondaires. Nulle part ce contraste n'apparaît mieux qu'à l'Est de Chavornay, à la base du versant sud-ouest du Colombier. On observe ici, sous un repli synclinal local dans lequel est pincé un lambeau de molasse burdigalienne figuré sur la carte géologique de Nantua (lieu dit « aux Echarmelles »), un déversement prononcé vers l'ouest de l'Hauterivien et du Valanginien du flanc occidental du synclinal, avec même chevauchement probablement du Valromey: il y a donc là un plissement énergique, résultat de poussées tangentielles accentuées. Mais, immédiatement à l'Ouest, nous rencontrons ce même Hauterivien à peu près horizontal: c'est que nous sommes rentrés dans la dépression du Valromey où la structure est calme, subtabulaire, après avoir quitté une zone de violents plissements; les deux secteurs si différents sont séparés par une dislocation que l'on peut sans doute situer entre le Purbecien et l'Hauterivien occidental, au nord du ruisseau de Brangon.

Mais il y a plus. Ce bloc du Valromey n'est pas seulement séparé du Retord et du Grand Colombier par des accidents tectoniques importants; il est aussi lui-même compartimenté en deux blocs secon-

dares au moins par une dislocation de plus faible ampleur, que la carte de Nantua ne mentionne d'ailleurs pas, mais dont il paraît nécessaire d'admettre l'existence pour expliquer les affleurements. Cette dislocation paraît se situer suivant une ligne joignant approximativement Ossy, hameau au N.-W. de Passin, à Lochieu (13). A cette hauteur en effet, la banquette de Songieu et Chemillieu se termine par un rebord abrupt vers le Sud, dominant une légère dépression transversale dans laquelle est logé le hameau de Poisieu; au delà d'ailleurs la surface du sol ne remonte que faiblement, et le plateau de Champagne et Vieu est bien inférieur en altitude à celui de Songieu et Chemillieu. Or, ces deux plateaux sont, comme nous le verrons à propos de l'étude morphologique pliocène du Valromey, des banquettes substructurales qui coïncident à peu près avec la partie supérieure de l'Urgonien dur; ce banc d'Urgonien qui constitue la banquette de Songieu, nous le retrouvons à 80 m. en contre-bas, sur le plateau de Champagne; comme les couches sont horizontales ainsi que l'on peut s'en rendre compte le long du coteau de Poisieu, comme d'autre part l'épaisseur de l'Urgonien n'excède pas dans la région une quarantaine de mètres, force est bien d'admettre l'existence d'une dislocation Est-Ouest, de préférence à une flexure qui n'est guère vraisemblable dans des terrains aussi cassants.

Il est sans doute possible de suivre cette dislocation, à l'ouest du Séran entre Fitignieu et Belmont; on constate en effet ici que l'Urgonien et l'Hauterivien sont nettement plus élevés vers Luthézieu qu'à La Faverge dans le fond de la vallée du Séran, sans qu'un pendage soit décelable vers l'Est; il pourrait donc y avoir une fracture dirigée ici sensiblement Nord/Sud qui aurait dénivelé les couches et peut-être guidé le Séran. Mais ici les faits sont moins nets.

Quoi qu'il en soit, on peut tenir pour certain que le Valromey constitue non seulement un compartiment effondré séparé du bloc du Retord qui lui, au contraire a été soulevé, et en même temps basculé vers l'Ouest, mais encore qu'il est fragmenté au moins en deux parties par une cassure transversale qui isole un bloc Sud-Est, encore un peu effondré, dans la région de Champagne, Virieu-le-Petit et Chavornay. Il faut en retenir que la tectonique rigide, par jeux de compartiments correspondant très vraisemblablement à des mouvements verticaux du socle profond, se poursuit encore ici, et que dans le Valromey elle se substitue vraiment aux poussées tangentielles et aux phénomènes de plissement.

(13) Cf. la carte géologique de Nantua.

CHAPITRE IV

LES STYLES TECTONIQUES (fin).

6° Style tectonique de la haute chaîne orientale et des marges savoyardes du Bas-Bugey.

A l'est du Haut-Buget et du Bas-Bugey se dressent quelques chaînes qui, mis à part le Grand-Colombier, portent les plus hauts sommets du Jura du Sud et sont séparées par de profonds vaux dont l'un sert de passage au Rhône (fig. 1 et 2). Parmi ces montagnes et ces vallées, certaines font partie du Bugey, tel le val de la Valserine qu'on ne peut dissocier de la chaîne du Reculet-Crédoz; d'autres, comme cette haute chaîne elle-même, font traditionnellement partie du Pays de Gex et peuvent encore être considérées par suite comme partie intégrante du Jura méridional. En revanche il en est d'autres, Montagnes du Vuache, des Princes et du Gros Foug, val du Rhône en partie, chaîne de la Charvaz, du Chat et de l'Epine, val de Novallaise et Yenne, qui, historiquement et administrativement, se situent en Savoie. Toutefois comme les faciès des terrains qui composent ces chaînes ne sont pas encore des faciès préalpins, et comme leur style tectonique nous paraît encore plus proche de celui du Reculet-Crédoz que de celui des Bauges ou de la Chartreuse, nous avons rattachés ces monts et ces vaux au Jura méridional et nous les avons rangés dans ce groupe montagneux qui nous paraît affecté d'un style original.

Ce style est d'abord caractérisé par la prédominance très marquée des mouvements tangentiels. Le régime plissé l'emporte ici de beaucoup sur les jeux du socle profond, et il s'agit d'un plissement très violent, beaucoup plus intense que celui qui caractérise le Bugey central. Il n'y a pas dans l'ensemble de la chaîne du Jura un pli plus exalté que l'anticlinal du Reculet-Crédoz. On rencontre non seulement dans cette zone des phénomènes de déversement — fait habituel dans tout le Jura méridional —, mais aussi des plis chevauchants et des plis-failles comme celui du Vuache qui chevauche le plateau molassique de Clarafond ou celui de l'Epine; bien plus on y trouve des décollements provenant de la rupture longitudinale de l'anticlinal et des transports, nets quoique limités, de terrains du flanc normal de l'anticlinal qui viennent recouvrir non seulement le

flanc inverse de l'anticlinal mais aussi une partie du synclinal voisin : c'est le cas de l'anticlinal du Reculet et du synclinal de la Valserine au nord de Chézery, que nous étudierons en détail. Il faut revenir à l'ouest jusqu'à la bordure du Jura aux environs d'Ambérieu pour retrouver des manifestations de poussées trangentielles aussi intenses.

Ce style est aussi caractérisé par des surrections d'ensemble qui expliquent l'exaltation de l'axe anticlinal et, par voie de conséquence l'altitude élevée de la haute chaîne du Reculet-Crédoz. Dans des études consacrées aux caractères structuraux du Jura [26], M. Glangeaud a parlé d'un soulèvement de la haute chaîne qui se serait manifesté pour compenser en volume l'effondrement de la plaine suisse. Selon cet auteur ce soulèvement aurait eu lieu à l'extrême fin du Pontien et au début du Pliocène : il serait ainsi à peu près contemporain du paroxysme de plissement ou suivrait celui-ci. Mais les analyses morphologiques, et en particulier l'étude des anciens fonds de vallées, conduisent à penser que ce soulèvement ponto-pliocène n'a pas été unique; il semble bien que le Jura oriental ait subi à la fin du Pliocène un mouvement de surrection en même temps que les Alpes toutes proches : ce soulèvement, moins intense que celui de la chaîne alpine, est en revanche beaucoup plus marqué ici que dans le Bugey central, et surtout occidental. Bien plus l'étude de la base du versant oriental de la haute chaîne conduit à penser que cette surrection s'est poursuivie à une époque très récente et continue encore de nos jours. Nous aurons l'occasion de revenir sur ce point.

Avant de décrire des exemples de ce style, il convient de souligner que la chaîne du Gros Foug et de la Montagne des Princes mérite une place à part dans cet ensemble : cet anticlinal plus calme, plus régulier, encore à peine égratigné par l'érosion (mis à part la coupure du Fier) et probablement plus récent constitue en effet un pli original qui se distingue par ces traits des autres plis de ce groupe oriental. Nous en ferons une description détaillée quand nous examinerons l'évolution morphologique de cette chaîne. Nous agissons de même en ce qui concerne la chaîne de l'Épine-Mont du Chat. Il nous a paru bon en revanche de consacrer une étude de détail à l'anticlinal du Reculet-Crédoz, dont on ne saurait séparer le synclinal de la Valserine, car il constitue le type le plus complexe et surtout le plus représentatif de ce régime oriental.

LE DERNIER PLI ORIENTAL DU JURA

Etude d'ensemble (1)

Nous étudierons quelques aspects de ce pli, entre la Dôle au nord, et la coupure de Fort-l'Ecluse ou sud, là où il subit des compli-

(1) Carte géologique au 1/80.000, feuilles Saint-Claude (souvent très incomplète) et Nantua. Carte topographique au 1/80.000 — feuilles de Saint-Claude S.-E. et Nantua N.-E. — Carte au 1/50.000 en courbes et couleurs. Feuilles de Saint-Claude, Saint-Julien-en-Genevois et Douvaine; et plans directeurs au 1/20.000 correspondant à ces cartes.

cations importantes que nous examinerons à propos de l'étude du Vuache. Il y a là sur 30 km. environ, un pli continu qui d'abord orienté N.E./S.W. jusqu'à hauteur de Mentières et de Farges, fait un coude prononcé pour prendre une direction N.-N.W./S.-S.E. Composé de terrains allant du Bajocien au Portlandien pour l'anticlinal, et des étages Valanginien, Hauterivien et Barrémien (Urgonien) du Crétacé joints à la molasse vindobonienne pour le synclinal, ce pli est remarquable par sa constance et son exaltation, qui lui assurent une dénivellation structurale au moins égale à 1.000 m. entre son axe anticlinal et son axe synclinal.

Toutefois, si l'on examine les terrains dans le sens longitudinal, on constate que l'axe anticlinal ne se maintient pas partout à la même altitude: il y a une culmination axiale sensible vers le Reculet et le Crêt de la Neige. En effet selon M. de Margerie [44], le plan stratigraphique supérieur du Portlandien, qui se trouve à 1.680 m. à la Dôle au nord, et à plus de 1.500 m. au Grand-Crédoz ou sud, atteindrait environ 1.800 m. au Colomby de Gex, et plus de 1.900 m. au Reculet dans la partie axiale du pli si l'érosion n'avait pas raboté la voûte anticlinale. Quel argument peut-on invoquer pour expliquer la présence de cette importante culmination axiale? Dans un article consacré à l'étude comparée du Genevois et du Jura méridional MM. Paréjas et Lagotala (2) ont envisagé deux hypothèses: ou bien admettre qu'il y a eu, au droit du Reculet, serrage des plis contre un obstacle, ou bien songer à une accentuation de la poussée tangentielle dans une direction privilégiée.

Les auteurs de cet article excluent rapidement la première hypothèse, car, disent-ils, on ne voit pas d'indices d'une résistance particulière en avant du Reculet où les plis sont bien moins serrés que dans le Bugey, par exemple entre Culoz et Ambérieu: dans cette dernière région pourtant, remarquent MM. Paréjas et Lagotala, les culminations axiales des plis sont moins marquées que dans le pli Dôle-Reculet-Crédoz qui nous intéresse. Reste alors, selon ces géologues, la seconde hypothèse. L'examen d'une carte structurale permet en effet de remarquer qu'il y a des relations étroites entre la tectonique du Genevois et du Salève d'une part, et la tectonique du Jura méridional d'autre part. On s'aperçoit que la culmination du Reculet-Crêt de la Neige correspond à celle des Pitons du Salève et au sommet de l'arc du Genevois. Or, précisent les auteurs de l'article, cette direction est bien la trajectoire suivant laquelle la poussée alpine a atteint un maximum d'efficacité: en effet, suivant les travaux de M. Paréjas (3), c'est en avant de l'ensellement Mont-Blanc-Belledonne, au droit du col du Joly que la nappe de Morcles s'est avancée le plus loin de sa racine, refoulant au maximum les plis autochtones du Genevois vers le Nord-Ouest, en même temps qu'elle déterminait leur exaltation majeure sur cette trajectoire; et c'est encore sur

(2) Ed. Paréjas et H. Lagotala. Relations tectoniques entre le Jura méridional et les plis du Genevois. Arch. Sc. Phys. et natur. — Genève 1923, nov., déc. 5^e période, vol. 5, p. 130.

(3) Ed. Paréjas: Géologie de la zone de Chamonix, Mém. Soc. Phys. et Hist. Nat. Genève, vol. 39, 1922.

l'emplacement de cette importante transversale que le pli du Salève a surgi avec ses caractères les plus accentués. Il n'y a dès lors rien d'étonnant à ce que l'on constate une culmination d'axe de l'anticlinal Reculet-Crédoz sur cette trajectoire, au delà de la zone effondrée de la plaine suisse, très étroite en cet endroit. L'exaltation de l'axe anticlinal vers le Reculet et le Crêt de la Neige aurait donc pour cause l'abaissement axial de l'obstacle hercynien opposé à la poussée alpine entre le massif du Mont-Blanc et le massif de Belledonne.

Il y a certes là un ensemble de faits impressionnants, et il ne peut être question de nier les relations étroites qui existent entre les plissements du Jura méridional, du Salève et des chaînes du Genevois. On peut se demander toutefois s'il y a lieu d'exclure aussi catégoriquement la première hypothèse d'un serrage de plis contre un obstacle, comme l'ont fait MM. Paréjas et Lagotala. On nous dit qu'il n'y a pas de traces d'une résistance particulière à l'Ouest du Reculet. N'est-ce pas méconnaître le rôle joué par le socle ancien, ses déformations et ses montées au travers d'une tectonique plissée, rôle particulièrement important dans cette région située immédiatement à l'Ouest de la Valserine comme, plus au Sud, à l'Ouest du Val du Rhône? Comme nous l'avons vu dans l'examen des styles tectoniques du Bugey oriental, la région des Molunes-Forêt de Champfromier, comme celle du Retord, est une région de tectonique cassante dominée par d'importantes dislocations qui trahissent en profondeur des déformations du socle: nous sommes en présence de blocs soulevés et basculés vers l'Ouest, présentant par suite leur altitude maximum sur leur bordure orientale. Les plis de couverture paraissent des phénomènes secondaires par rapport à ces caractères fondamentaux. N'oublions pas que le Trias pointe dans une zone hachée de fractures entre Champfromier et Montanges et que par suite les terrains anciens sont peu profonds, ce qui montre bien l'importance du soulèvement. Il semble dès lors difficile de dire qu'il n'y a pas eu d'obstacle à la poussée tangentielle en avant du Reculet et que rien n'est venu provoquer un serrage des plis.

On nous objectera peut-être, il est vrai, que le Trias de Champfromier affleure dans une région située au Sud-Ouest du Reculet ou que le bloc soulevé des molunes-Forêt de Champfromier s'étend depuis la cluse de Morez-les-Rousses jusqu'au village de Champfromier, tandis que la culmination d'axe de l'anticlinal Reculet-Crédoz s'observe en un point particulier seulement, vers le Reculet et le Crêt de la Neige. Mais il est permis de répondre à cette objection que le soulèvement maximum du bloc des Molunes paraît précisément localisé au droit du Reculet: n'est-ce pas en effet à l'Ouest de ce sommet, dans la combe des Magras, au Nord du Crêt-Chalam, que le Lias affleure, fait unique dans le Jura oriental. Si une érosion de faible ampleur (la combe des Magras est peu profondément entaillée dans le plateau des Molunes) a pu rencontrer ces couches liasiques, il y a bien là une preuve d'un soulèvement particulièrement accentué du bloc des Molunes en cet endroit, qui aurait fait obstacle à la poussée tangentielle, sans doute déjà plus importante suivant cette ligne, et aurait ainsi provoqué un serrage et une exaltation du pli. On

peut aussi remarquer que l'axe anticlinal s'abaisse, en même temps que l'anticlinal lui-même s'élargit, dans le Grand-Crédoz, précisément là où disparaît l'obstacle du bloc de la Forêt de Champfromier et du massif annexe de Mentières et où l'étroit synclinal de la Valserine fait place à la large zone effondrée de la Michaille. Il faut donc, semble-t-il, se garder d'exclure l'hypothèse d'un serrage des plis au droit du Reculet-Crêt de la Neige. La culmination axiale de l'anticlinal que l'on observe en ce point paraît provenir de la conjonction de deux causes: une cause lointaine, l'existence d'une direction privilégiée de poussée tangentielle en rapport avec des particularités de la tectonique alpine; une cause proche, la présence d'un obstacle dû à une montée du socle qui s'identifie de façon très sensible en avant du Reculet et du Crêt de la Neige.

Examinons maintenant les aspects variés et les nombreuses particularités que ce pli oriental présente dans le sens transversal: nous nous y arrêterons plus longtemps, car c'est un exemple d'intensité et de complication dans le plissement telles que l'on n'en rencontre pas ailleurs dans le Jura méridional. Un examen rapide de la carte montre déjà la variété de styles que présente ce pli: il y a une différence sensible entre la partie Sud (Grand Crédoz), où la largeur à peu près égale des affleurements de part et d'autre de l'axe révèle la présence d'un pli à peu près droit, relié assez normalement à la zone synclinale de la Michaille vers Lancrans et Bellegarde, et le reste du pli, qui offre des complications extrêmes, déversements, ruptures de charnière anticlinale et même décollements. Nous étudierons deux régions typiques par leur complexité: celle de Chézery et du Creux du Reculet d'une part, celle de Gex-La Faucille d'autre part.

LE VAL CHÉZERY ET LE CREUX DU RECULET (4)

Nous ne nous étendrons pas sur la région de Chézery, qui a fait l'objet d'une étude minutieuse et pénétrante de M. Vincienne [60, 67]. Bornons-nous à rappeler les résultats auxquels l'examen du Nord du Val Chézery a conduit ce géologue. Il s'agit de la partie septentrionale d'un val fort complexe en lui-même, qui ne mérite pas entièrement le nom de val, car la vallée de la Valserine est ici élargie aux dépens du Reculet. Si la bordure occidentale du Val Chézery correspond à la retombée, rapide certes, mais dépourvue de complications, de l'anticlinal du Crêt Chalam, il n'en est pas de même du bord oriental, où l'on constate un déversement vers l'Ouest de l'anticlinal du Reculet avec étirement du flanc inverse et passage au pli-faille. D'énormes éboulements se sont produits sous l'arête de la Roche et l'érosion a éventré le noyau de l'anticlinal jusqu'au Bajocien. Au Sud, le Val Chézery se termine brutalement contre l'anticlinal du Crêt Chalam qui tourne brusquement vers l'Est et rejoint le massif annexe de Mentières (fig. 2). Mais c'est au

(4) Carte géologique de Saint-Claude. — Plan directeur au 1/20.000, feuille de Saint-Julien-en-Genevois.

Nord que se présentent les particularités les plus intéressantes, dans le vallon de La Chaz qui, pendant un kilomètre, prolonge le Val Chézery au Nord du hameau de La Rivière et se termine lui-même brusquement.

Divisé en deux parties par une arête médiane de calcaire crayeux du crétacé supérieur, ce vallon de La Chaz (fig. 9 et 10, ph. 3) est constitué, à l'Est de l'arête, par de la molasse d'eau douce argilo-gréseuse, et à l'Ouest, par des sables argileux verts, Cénomaniens ou Albiens, sous lesquels sort le calcaire Urgonien qui constitue le beau revers de crêt du Rocher des Hirondelles; tous ces terrains présentent un pendage de 30° vers le S.-E. Il s'agit là du flanc ouest normal du synclinal. Mais à l'entrée du vallon on cherche en vain le flanc inverse oriental de ce même synclinal: il n'apparaît pas. Ce que l'on aperçoit dans le promontoire escarpé qui sépare le vallon de La Chaz de la coupure grandiose du Creux du Reculet (gorge du Troublery), ce sont des couches jurassiques (du Portlandien à l'Argovien), renversées, très étirées, qui reposent directement sur la molasse du flanc Ouest du synclinal et constituent le flanc inverse de l'anticlinal du Reculet déversé vers le N.-W., avec sans doute pli-faille en profondeur. Toutefois, si l'on remonte vers le Nord le vallon de La Chaz, on constate que les couches du Jurassique supérieur du flanc inverse de l'anticlinal se relèvent et que par dessous apparaît peu à peu le Crétacé du flanc inverse du synclinal, mais un Crétacé si étiré, si laminé que sur les quelques 300 m. de la série normale crétacée il ne reste plus que 30 m. environ de terrains très écrasés, en pendage de 30° vers le S.-E.: Aptien, Urgonien, Hauterivien, Valanginien. Par-dessus apparaissent des brèches de Rauracien et Séquanien qui masquent le flanc inverse de l'anticlinal sans en provenir et qui bientôt cachent aux regards le Crétacé renversé lui-même.

C'est ici que se termine le vallon de La Chaz et qu'apparaît le phénomène tectonique le plus intéressant. Surmontant les brèches de plus en plus épaisses (au moins 20 m.), on voit en effet surgir une masse escarpée reliée directement au versant occidental, désormais élargi, du Reculet. A l'Est, cette masse comprend du Rauracien, du Kimmeridgien et du Portlandien en série normale, sans trace de renversement. Mais c'est à l'Ouest que la coupe naturelle fournie par la corniche rocheuse de cette masse au-dessus de la R. N. 491 est la plus significative: on voit en effet affleurer de bas en haut l'Hauterivien, l'Urgonien, l'Aptien et le Cénomaniens et la molasse vindobonienne en pendage de 35 à 45° vers le S.E., puis, au-dessus, le Rauracien très écrasé, le Séquanien et, à l'Est du sentier de Ouarne, le Kimmeridgien et le Portlandien présentant un pendage variable vers l'Est et le Sud-Est, atteignant jusqu'à 40°. Comment interpréter ces faits? Il semble, ainsi que l'a démontré M. Vincienne, que l'on ait ici, sur les couches crétacées et molassiques qui représentent le flanc ouest du synclinal, une masse de terrains jurassiques originaires du flanc oriental normal de l'anticlinal du Reculet, donc sans aucun rapport avec le Crétacé sous-jacent. Il s'agit d'un véritable décollement facilité par le substratum marneux d'Argovien qui a servi de lubrifiant: les couches de jurassique supérieur ont dérapé sur ces

marnes et sont venues chevaucher le flanc ouest du synclinal en passant par-dessus les flancs inverses de l'anticlinal et du synclinal. Près de leur fin de course, ces couches se sont relevées vers l'Ouest (d'où les pendages observés plus haut sur la corniche), soit qu'elles aient épousé l'allure du synclinal préexistant, soit qu'elles aient été reprises, avec ce synclinal, par un mouvement de plissement ultérieur.

Le décollement du Jurassique moyen et supérieur du flanc normal de l'anticlinal sur le Crétacé du synclinal se poursuit avec plus ou moins d'ampleur vers le Nord. Au Sud du creux du Reculet au contraire, on n'observe pas de décollement apparent dans le flanc normal. Il est vrai que dans cette région située à l'Est du village de Chézery les bouleversements sont à leur paroxysme, et que l'observation en est rendue très difficile, même impossible. Ici en effet se trouve une zone chaotique, constituée par des paquets de rochers qui ne sont manifestement pas en place, mais éboulés par blocs des versants de l'arête de la Roche; les pendages varient complètement d'un bloc à l'autre et ne signifient évidemment rien: c'est le hasard de la chute des blocs qui les a déterminés. Dans cette région qui a été étudiée par Xénie de Tsytovitch (5) et que nous analyserons plus en détail lors de l'examen des paysages d'origine tectonique, il y a eu visiblement rupture complète de la charnière anticlinale et effondrement du noyau bathonien-bajocien, dont les débris recouvrent près de Chézery la molasse du synclinal. Sans parler bien entendu des éboulements plus récents et même historiques qui constituent, entre autres, « l'Avalanche des Hautes », ces bouleversements ont pu se produire au cours d'une phase ultérieure de déformations (Pliocène supérieur?), peut-être parce qu'il y avait ici un maximum de complications qui rendaient l'édifice plus fragile. En tout cas il n'est plus possible de reconstituer à partir de ce chaos la structure préexistante et rien n'interdit de penser qu'il y ait eu, là aussi, un décollement de grande ampleur.

Ajoutons enfin que, pour augmenter encore la complication, un autre décollement, totalement indépendant du décollement principal, s'est produit dans le flanc inverse de l'anticlinal. Dans le promontoire abrupt qui borde à l'Est le vallon de La Chaz, on observe en effet une dysharmonie très nette entre l'Argovien et le Rauracien d'une part et les terrains du Jurassique supérieur d'autre part: Rauracien et Argovien, lités en petits bancs, se terminent en biseau contre les couches massives du Jurassique supérieur et se froissent en formant de nombreux plissements ou s'écraient en lambeaux bréchiques.

La conclusion que l'on doit tirer de l'observation de ces particularités tectoniques a été mise en évidence par M. Vincienne. Les décollements et autres complications n'ont été rendus possibles que

(5) Xénie de Tsytovitch: Etude du versant occidental de la première chaîne du Jura méridional entre Reculet et Mentières (Crédoz). — Arch. des Sc. phys. et natur. Genève, t. XXX. Juillet et août 1910, 53 p., 5 coupes, 6 pl., 1 carte en couleurs au 1/25.000.

par le travail d'une érosion antérieure aux mouvements tangentiels paroxysmaux (pontiens), qui a dû s'attaquer à une chaîne plus régulièrement plissée lors d'une première phase tectonique: cette première chaîne devait être déjà très évoluée, des discontinuités devaient apparaître dans les couches superficielles, les charnières anticlinales être parfois détruites et c'est à la faveur de ces hiatus ouverts par l'érosion que se sont produites les complications. Cette seconde phase tectonique, en exagérant le pli antérieur, déjà démantelé, l'a déversé et a provoqué le décollement avec progression des couches superficielles du flanc normal de l'anticlinal jusque sur les terrains du flanc normal du synclinal. Peut-être est-il permis toutefois de ne pas suivre entièrement M. Vincienne quand, pour dater ces complications tectoniques, il parle de « dernière série de mouvements tangentiels ». L'exemple des effondrements existant à l'Est de Chézery, mais absents plus au Nord, tend à montrer que des complications ultérieures se sont produites en certains endroits. La fraîcheur des formes qui résultent de tels mouvements incline à penser qu'ils ne remontent pas au delà du Pliocène supérieur, époque à laquelle s'est produit un soulèvement du Jura et particulièrement de la bordure orientale. Il ne s'agissait certes pas d'un plissement, de mouvements tangentiels à proprement parler; mais sur des structures aussi compliquées et fragiles des mouvements, même à résultante verticale, ont pu provoquer sans doute des effondrements.

LES COMPLICATIONS TECTONIQUES DE LA FAUCILLE ET DU CREUX DE L'ENVERS (6)

Abandonnant la région de Chézery et du Creux du Reculet, transportons-nous maintenant à hauteur de Gex et du col de La Faucille. L'examen du pli dans le sens transversal, facilité par les grandes coupures d'érosion que sont le Creux de l'Envers, la cluse du Journans et le ravin de l'Oudar, révèle là aussi des complications extraordinaires qui ne peuvent s'expliquer que si l'on fait intervenir plusieurs phases tectoniques, dont certaines sont probablement très lointaines. Au Nord de Mijoux le style de la retombée occidentale de l'anticlinal paraît subir une transformation sensible. Jusque là, le régime de déversement avec décollement plus ou moins important se poursuivait depuis La Rivière: entre Septfontaines et Mijoux, dans la partie aval étroite du Val Mijoux, on observe encore, au pied du versant ouest de la haute chaîne, toute une masse d'éboulis et de blocs rocheux chaotiques aux pendages variés qui proviennent du flanc inverse déversé de l'anticlinal Reculet-Colomby, et parfois même peut-être de son flanc normal. Mélangés à des débris morainiques, ces éboulis forment toute une série de buttes couvertes de prés-bois, qui ont rejeté la Valserine vers l'Ouest du val, et que la rivière affouille en formant un talus raide, que l'on peut suivre immédiatement au-dessous de la R. N. 491.

(6) Carte géologique au 1/80.000, feuille de Saint-Claude. — Plans-directeurs au 1/20.000, feuilles de Saint-Claude, n° 3, 4, 7 et 8.

Mais un peu au Nord de Mijoux, il semble que le déversement du pli vers le N.-W. diminue d'intensité et que le raccord entre l'anticlinal et le synclinal se fasse plus normalement: sur les abrupts qui se trouvent au Nord du col de La Faucille, sous la R. N. 5, un pendage normal et assez faible vers l'Ouest apparaît; la carte géologique, pas toujours très exacte il est vrai dans cette région, n'indique plus de pli-faille. Mais surtout la topographie confirme ce changement dans le style tectonique: les abrupts si élevés, qui dominent Mijoux et avaient rendu acrobatique le profil de la route de la Vieille Faucille, diminuent d'ampleur en allant vers le Nord pour disparaître à peu près complètement vers La Forge et Le Vattay, ce qui permet à la nouvelle route de Mijoux à La Faucille de s'élever normalement par un ample lacet. Le val Mijoux lui-même s'élargit en un véritable petit bassin riant et verdoyant où serpente mollement la Valserine naissante: c'est désormais la « Combe de Mijoux » au nom significatif. Le paysage s'apaise, les lignes du relief se desserrent en même temps que la tectonique se simplifie.

En revanche, des complications inconnues au Sud de La Faucille apparaissent sur le flanc oriental de l'anticlinal Reculet-Colomb-Dole: alors qu'au Sud, vers Collonges comme vers Thoiry, cette retombée orientale s'opérait normalement et contrastait par sa régularité et sa simplicité avec la complexité du flanc ouest renversé, ici la majeure partie des complications se concentre entre le col de la Faucille et Gex où l'on observe un déversement très marqué vers le Sud-Est. On peut dire par suite qu'à hauteur de Mijoux et du col, avant que ne s'estompe le déversement vers le Nord-Ouest (car on ne peut affirmer qu'il cesse jamais complètement), nous sommes en présence d'un anticlinal à double déversement, qui confère quelque peu au pli l'allure d'un éventail (fig. 11 et 27). C'est dire l'intensité des efforts orogéniques en ce secteur tourmenté de La Faucille.

Mais si l'on s'en tenait à ce schéma d'un pli à double déversement, on ne retiendrait qu'une image par trop simpliste de la tectonique, car à l'intérieur de ce cadre d'ensemble, la réalité est autrement complexe. Pour essayer de la saisir, il nous faut maintenant examiner en détail la double série de mouvements et de dislocations qui se font jour dans cette région, ceux qui sont orientés N.-W./S.-E., correspondant donc au plissement principal et ceux, non moins importants sans doute, dirigés N.-S. ou N.-E./S.W., c'est-à-dire de façon perpendiculaire ou au moins très oblique au plissement.

Commençons par étudier les pendages et les dislocations qui se succèdent du N.-W. au S.-E., et d'abord le long de la R.N. 5 entre le Col de La Faucille et le hameau des Maladières (7). Sous les falaises du Petit Mont Rond au Sud, du Golet Rond et du Turet au Nord, avec le Séquanien, le Rauracien et l'Argovien en pendage de 20/25° vers le N.-W., en direction du col, nous avons affaire évidemment au début de la retombée, normale, du flanc occidental de l'anticlinal; les escarpements du Mont Rond et du Turet sont des crêts caracté-

(7) Plan-directeur au 1/20.000, feuilles de Saint-Claude n° 3 et 4.

ristiques, mais tournés vers l'Est, alors qu'au Sud du Reculet, à l'Arête de la Roche (1.648 m.), par exemple, l'abrupt faisait face à l'Ouest. Après le village du Pailly, sous les falaises du Golet Rond (embranchement du sentier du col du Golet Rond, feuille de Saint-Claude n° 4), on voit apparaître un calcaire en dalles, beaucoup plus dur et plus compact que les terrains observés plus haut: c'est le Bathonien supérieur, à faciès oolithique dans la région. De toute façon le pendage est à peu près le même que précédemment (30° N.-W. environ). Quelques centaines de mètres plus bas, après des éboulis entre l'embranchement de la petite route venant des hôtels du Pailly et la Fontaine Napoléon, les bancs calcaires durs, parfois rougeâtres, reparaissent dans les tranchées de la route et sont encore en pendage vers le N.-W.: il s'agit toujours du noyau bathonien de l'anticlinal et du début de sa retombée vers le N.-W.

Mais nous ne sommes plus pour longtemps dans cette retombée ouest, car des changements rapides vont se produire sur une courte distance. Les pendages, si nets jusqu'ici, se brouillent brusquement et deviennent indiscernables; les roches sont broyées, écrasées; quelques strates très relevées dans des pendages contradictoires apparaissent. Il y a là, semble-t-il, une brèche tectonique qui témoigne d'une dislocation ayant rompu la voûte anticlinale en son milieu. Aucun raccord normal en voûte arrondie ne peut être décelé et lorsque ces masses broyées sont dépassées, c'est un pendage désormais incliné vers le Sud-Est qui se lit dans les mêmes terrains. Tout se passe donc comme si nous abordions le début de la retombée orientale de l'anticlinal. Mais nous sommes rentrés désormais dans une zone très tourmentée où la continuité des pendages n'est pas de règle. Après s'être inclinés normalement de 10 à 15° vers le S.-E., les terrains (Calcaires et marnes du Bathonien moyen?), présentent bientôt des phénomènes de torsions et de ploiement brusques et répétés, de très forts pendages (40° vers le S.-E.) qui ne sauraient durer longtemps. Tout cela traduit l'existence de bouleversements intenses et annonce la proximité d'une dislocation majeure que nous rencontrons bientôt à la Fontaine Napoléon.

Alors que l'on pouvait croire que l'on suivait désormais les couches de l'anticlinal dans leur retombée orientale, c'est de nouveau un pendage vers le N.-W. que l'on observe, comme si l'on se trouvait ramené à plusieurs centaines de mètres vers l'Ouest. Dans le lacet même décrit par la R.N. 5 à La Fontaine Napoléon, à 10 m. au S.-W. de la fontaine, les terrains sont très tourmentés, souvent broyés: nous devons nous trouver à peu près sur l'emplacement de la dislocation majeure, orientée N.-E./S.-W., qui sépare deux séries de pendages absolument différents et qui détermine la raideur du versant N.-W. si escarpé de l'arête du Florimont. D'ailleurs la venue d'eau abondante, qui fait de la Fontaine Napoléon une fontaine différente des petites sources normales, simples suintements dans l'Argovien, doit être en liaison avec la présence de cet important accident. Après cette zone d'écrasement commence la série en pendage vers le N.-W., que désormais nous ne quitterons plus si nous continuons à descendre la route jusqu'au delà du Florimont. Dans la tranchée de la R.N. 5, après un placage glaciaire, les terrains en place réapparaissent.

sont vite et, sur 30 à 40 m. de distance, se succèdent du N.-W. au S.-E., des Calcaires en dalles de 20 à 25 cm. d'épaisseur, des lits alternés de Calcaires en plaques plus minces et de marnes schisteuses bleues (base de l'Argovien), puis de nouveau des Calcaires en dalles, plus massifs, qui rappellent ceux que l'on a rencontrés 1 km. en amont et doivent représenter le sommet du Bathonien. Toute cette série présente un violent pendage de 60 à 70° vers le N.-W. et même les couches marno-calcaires, qui apparaissent au niveau de la route, tendent à la verticalité. C'est que nous sommes encore proches de la dislocation et que des rebroussements locaux accélèrent le pendage.

Plus loin, l'inclinaison diminue d'abord un peu, mais la direction est toujours la même. C'est ainsi que juste en aval du coude décrit par la route à l'Est de la cote 1062 le pendage est de 20° N.-W. mais avec des lits à très minces plaquettes jaunâtres: on peut se demander si le Bajocien ne commence pas à apparaître ici, et si nous ne sommes pas ainsi arrivés dans une partie profonde de l'anticlinal. Mais si l'on continue à suivre la route l'adoucissement de valeur des pendages ne se maintient pas et bientôt les terrains s'inclinent de nouveau et de plus en plus fortement vers le N.-W. Juste en amont du lacet du Florimont les couches pendent déjà de 40°. Mais sous le lacet, le long de la vieille route, c'est encore bien pis: de 45° au point d'embranchement de la route le pendage atteint rapidement 75° environ. Il est donc certain que l'on se rapproche à nouveau d'une importante dislocation. D'ailleurs en quelques points les roches paraissent écrasées, broyées, tout comme au voisinage de la Fontaine Napoléon. Ces mêmes aspects se retrouvent encore plus bas le long de la grande route, entre le lacet du Florimont et le lacet de La Goutte, où le pendage s'accroît jusqu'à 80° N.-W. avec présence de torsions multiples et ploiements locaux attestant l'intensité vraiment extraordinaire des bouleversements tectoniques. En même temps la nature des terrains a changé: ce sont désormais des Calcaires jaunâtres en profondeur, devenant bleus au contact de l'air; il pourrait bien s'agir cette fois de Rauracien, analogue à celui qui constitue les falaises du Turet, ce qui signifierait que nous avons traversé un autre contact anormal, et que nous retrouvons la retombee orientale de l'anticlinal, évidemment très redressée. La succession rapide de ces calcaires jaunâtres, de brèves et épisodiques apparitions de marnes schisteuses (argoviennes?) et de calcaires rougeâtres sans doute bathoniens tendrait à prouver qu'il y a eu étirement, laminage des couches. Nous reviendrons sur cette question en essayant d'interpréter tous ces faits.

Mais pour compléter ces renseignements, il nous est maintenant nécessaire de recourir aux observations pratiquées beaucoup plus en-dessous du Florimont, dans la vallée du Journans et le Creux de l'Envers. Après le lacet de La Goutte, en effet, la R.N. 5 pénètre dans la zone des accumulations morainiques.

Sur la rive gauche de la cluse du Journans (8), en amont des dépôts morainiques, nous voyons apparaître des bancs calcaires

(8) Plan-directeur au 1/20.000, feuille de Saint-Claude, n° 8.

subverticaux et paraissant broyés par place au-dessus des Portes Sarrazines, là où se détache le chemin des Séblines. Au fond de la cluse extrêmement étroite (5 à 8 m. de large) que constituent les Portes Sarrazines, ces mêmes terrains apparaissent encore mieux: il s'agit de Calcaires bleuâtres en surface, se présentant en grosses dalles bien stratifiées en très fort pendage (80° environ) vers l'Ouest/Nord-Ouest. On note des phénomènes de torsion locale qui, pour se traduire même dans ces terrains durs, prouvent combien ont été intenses les efforts orogéniques dans ce secteur. Nous sommes en présence de Rauracien qui présente les mêmes caractères et les mêmes pendages que les couches observées le long de la R.N. 5 vers le lacet de La Goutte: nous devons donc avoir sous les yeux le flanc oriental de l'anticlinal légèrement déversé vers le S.-E. à ce niveau. D'ailleurs, un peu plus à l'Est, nous rencontrons quelques niveaux de marnes schisteuses peu épaisses, puis presque aussitôt les Calcaires plus durs du Bathonien, subverticaux eux aussi, ou en très fort pendage vers le N.-W. Il faut donc que les couches aient été fortement comprimées, étirées pour qu'une série aussi épaisse affleure sur une aussi courte distance; et c'est naturellement l'Argovien marneux qui a fait les frais de l'opération: il a été laminé au point de disparaître presque complètement; son affleurement est bien plus réduit que ne l'indique la carte géologique de Saint-Claude.

Au-dessus de ces affleurements, dans l'arête escarpée qui constitue le Florimont, succédant aux bancs subverticaux qui apparaissent à l'embranchement du chemin des Séblines, les couches s'incurvent légèrement pour prendre un pendage 80° N.-W., tout comme au niveau du thalweg du Journans, aux Portes Sarrazines; le flanc renversé de l'anticlinal vers le S.-E. présente donc des ondulations locales. Mais surtout ce qui est intéressant, c'est que, plus haut encore, peu en dessous du lacet de la R.N. 5 au Florimont, le pendage diminue assez sensiblement (60° et même moins) et la continuité n'est pas toujours évidente entre la série subverticale et la série en pendage de 60° N.-W.: peut-être s'agit-il de deux masses de terrains différentes séparées par un contact anormal. Ces observations confirment celles qui ont été faites le long de la route de La Faucille à Gex. Plus à l'Est, au-dessus de la maison abritant une colonie de vacances (vers la cote 743,0 du plan directeur au 1/20.000 — feuille de Saint-Claude n° 8), les faits se présentent de la même façon: couches d'abord subverticales ou en très violent pendage vers le N.-W., puis plus haut, sur le versant oriental de l'arête du Florimont, beaucoup moins inclinées vers le N.-W. (50 à 60°).

Sur la rive droite du Journans, nous obtenons des résultats qui corroborent en partie les renseignements fournis par les coupes de la rive gauche, mais qui présentent cependant avec ceux-ci d'assez notables différences. Après les collines morainiques et la zone de piedmont, entre la cote 732,6 et le sentier du moulin, apparaissent des dalles bien stratifiées, parfois séparées par de minces lits d'argiles schistoïdes, en pendage de 55 à 60° vers le N.-W. Nous venons de quitter le Crétacé, masqué par les moraines, mais visible au Sud, et nous abordons le Séquanien et le Rauracien. Un peu plus loin, toujours le long du chemin, d'autres affleurements de Rauracien se

laissent voir (dalles alternant avec des plaquettes plus minces), mais avec un plus fort pendage vers le N.-W., tendant même à la verticalité. On note au passage des phénomènes de dysharmonie locale, niveaux plus plastiques plissotés entre des dalles rigides demeurées subverticales, attestant encore la force des plissements. Ainsi jusqu'à nous retrouvons ce que nous avons observé sur la rive gauche du Journans, c'est-à-dire vraisemblablement une série constituant le flanc Est de l'anticlinal déversé vers le S.-E. Remarquons cependant que les divers mouvements des couches et aussi les degrés d'intensité des pendages ne se correspondent pas exactement de part et d'autre du Journans. Il y a sans doute sur l'emplacement du torrent à la fois dislocation verticale, qui fait que les couches renversées en pendage vers le N.-W. sont plus basses sur la rive droite que sur la rive gauche, et aussi décrochement horizontal qui fait légèrement avancer vers l'Est la région située au Sud du Journans: nous reviendrons plus loin sur ce déplacement horizontal.

Poursuivons notre chemin sur la rive droite: d'autres faits plus surprenants, au moins en apparence, nous attendent. Entre le sentier qui descend vers les Portes Sarrazines (R. D.) et la jonction avec le chemin de rive gauche, les couches calaires, un moment verticales, présentent bientôt un pendage vers le S.-E., d'abord très violent ($70/80^\circ$), puis qui va en diminuant (60° , puis, un peu plus loin, 45°). Il semble, d'après le faciès du terrain, que nous soyons toujours dans le Rauracien, qui s'étend ainsi beaucoup plus loin vers l'Ouest que son épaisseur ne le permettrait normalement, ce qui n'est rendu possible que par le renversement du flanc Est de l'anticlinal sur le Pays de Gex: le chemin doit suivre un moment la base de ce flanc déversé et ne recoupe plus par suite perpendiculairement les strates; en outre, il a pu se produire une distension locale des couches, un renflement à la base de ce pli en champignon. Mais comment s'expliquer le pendage vers le S.-E. qui succède à une inclinaison vers le N.-W.? Deux hypothèses peuvent être envisagées.

Ou bien il faut considérer que le chemin descend et que nous atteignons ainsi peu à peu la zone plus profonde de l'anticlinal, où le renversement vers l'Est, très apparent dans les parties élevées du pli, ne se fait plus sentir et où reprend le pendage régulier vers le S.-E. c'est-à-dire vers le synclitorium du Pays de Gex — Plaine suisse: nous quitterions en somme la série déversée, la zone du « champignon », si toutefois ce terme n'est pas trop déplacé, pour atteindre une zone inférieure moins atteinte par les complications de surface.

Ou bien il faut admettre qu'un contact anormal sépare les deux masses de terrains présentant un pendage contradictoire: à l'Est de ce contact on observait la série renversée du flanc oriental de l'anticlinal, tandis qu'à l'Ouest il s'agirait du début de la retombée régulière de l'anticlinal vers le S.-E., qui irait s'accéléralant à proximité de la dislocation et serait interrompue par elle; la valeur élevée du pendage pourrait expliquer que le Rauracien affleure à une altitude aussi basse (740 m. environ). Nous retrouverions en somme un dispositif presque analogue à celui que nous avons relevé vers la Fontaine Napoléon, à la différence toutefois que plus à l'Est on n'observe

pas un second contact anormal, comme celui que l'on peut supposer sur le versant oriental du Florimont; il n'y aurait pas ici de bloc soulevé de Bathonien; la tectonique serait un peu moins complexe. Plus en amont le pendage vers le S.-E. continue, si bien que, l'érosion ayant incisé profondément les couches dans cette région, on voit apparaître le Bathonien inférieur et même en quelques points le Bajocien: c'est ce qui se produit sur le chemin du chalet Bon Séjour, vers la maison forestière de l'Envers, dans les ravins du Journans et de son affluent, le torrent du Marpeyre.

Plus en amont, dans le Creux de l'Envers (9), trois catégories de terrains apparaissent: à l'Ouest une série en pendage plus ou moins fort, mais jamais très élevé, vers le N.-W.; à l'Est, une série sub-verticale, en violent pendage tantôt vers le N.-W., tantôt vers le S.-E.; cette série continue celle qui a été relevée vers les Portes Sarrazines; enfin, entre les deux, une zone plus confuse d'éboulis, de blocs effondrés où il n'existe plus de pendage continu. Quand on suit le chemin des Séblines depuis les Portes Sarrazines, on rencontre successivement, de l'Est vers l'Ouest, ces trois zones. Dès le début du chemin ce sont des dalles redressées presque à la verticale (Rauracien et Séquanien), et même se relevant vers le S.-E. un peu au-dessous du niveau du chemin. Plus loin, sur 30 à 40 m. de large, affleurent des formations argilo-sableuses d'où émergent, disposés en tous sens, de nombreux lambeaux calcaires: il s'agit très probablement de l'Argovien marneux laminé par les efforts orogéniques qui ont renversé le pli vers le S.-E.; les nombreux lits plus calcaires qui truffent les marnes ont été écrasés et disloqués, d'où leur disposition anarchique. Ensuite, jusqu'au torrent du Pissoir, le Bathonien offre un pendage extrêmement fort (au moins 80°) vers le S.-E., du moins en ce qui concerne les niveaux calcaires plus rigides, car, fait curieux, les lits de marnes en plaquettes, tourmentées de torsions, montrent une tendance au pendage vers le N.-W. Tout se passe comme s'il y avait en ce point hésitation, interférence entre la tendance au déversement vers le S.-E., encore marquée dans les couches plastiques, et la reprise en profondeur d'un pendage plus régulier vers la zone effondrée du Pays de Gex. Ces faits rejoignent donc ceux qui ont été observés sur la rive droite du Journans. De toute façon, ces terrains semblent bien constituer la série renversée du flanc Est de l'anticlinal.

Mais une fois passé le pont sur le torrent du Pissoir, les terrains changent complètement d'aspect. Il n'y a plus de roche en place: outre un placage de débris glaciaires (boues morainiques, galets roulés, blocs aux angles émoussés) on observe des masses plus considérables de rochers, des paquets de terrains aux pendages divers et contradictoires, des éboulis qui rappellent en tous points les masses effondrées de la partie orientale du Val Chézery. Le même type de terrains éboulés se retrouve vers le chemin inférieur au Sud du lieu dit « Bornue », où l'on voit, mélangés là aussi au Glaciaire, des paquets effondrés originaires les uns du Bathonien

supérieur proche, les autres du Rauracien situé loin au-dessus, les couches marneuses d'Argovien ayant sans doute favorisé les déchaussements. Dans les deux cas il semble bien que l'on soit en présence d'éboulements d'origine tectonique provenant d'une rupture de la charnière anticlinale déversée vers le S.-E. et dont tous les débris n'ont pas encore été évacués par l'érosion à cause de l'épaisseur du placage glaciaire qui les a recouverts.

Si nous poursuivons sur le chemin des Séblines, les terrains en place réapparaissent un peu avant le troisième pont sur un torrent (cote 843,0), vers un captage d'eau réalisé pour la ville de Gex. Mais les pendages ont bien changé: il s'agit désormais de terrains inclinés vers le N.-W., calcaires jaunâtres en plaques de 30 à 40 cm. d'épaisseur (Bajocien?) en pendage de 75° N.-W., puis marnes alternant avec des lits plus calcaires qui représentent sans doute le Bathonien inférieur. Plus haut encore, un peu avant la source des Séblines, les pendages diminuent beaucoup jusqu'à devenir assez faibles, mais toujours inclinés vers le N.-W., dans des lits marno-schisteux, où un suintement plus important constitue la source des Séblines. Ce faible pendage vers le N.-W. apparaît d'ailleurs encore mieux dans les hautes falaises bathoniennes dont le sentier de la Vie de Feu longe la base à partir des Séblines et qui portent les replats substructuraux du Pailly et des Platières. Sans aucun doute, nous rencontrons maintenant la série de terrains qui, en pendage vers le N.-W., constitue la retombée normale de l'anticlinal vers l'Ouest et peut être suivie jusqu'aux crêts rauraciens et séquaniens du Mont-Rond en passant par les pentes adoucies dans les marnes argoviennes au-dessus du Pailly.

Un problème est posé par l'existence de très violents pendages observés vers la cote 843,0. Est-ce la proximité de la charnière anticlinale et d'un accident majeur qui provoque ici un rebroussement local des couches? Faut-il voir au contraire dans ces terrains un paquet isolé entre deux contacts anormaux, comme cela se produit entre la Fontaine Napoléon et le Florimont? Il est difficile de le dire. Quoi qu'il en soit, cette série normale de la retombée ouest de l'anticlinal chevauche nettement le flanc renversé que l'on observe plus bas dans le Creux de l'Envers. Pour s'en convaincre il n'est que de suivre le sentier qui relie le sentier de la Vie de Feu à la Maison Forestière de l'Envers, au Sud du torrent de Marpeyre. Sous les falaises bathoniennes subhorizontales du flanc normal on rencontre en effet quelques affleurements où les bancs sont à peu près verticaux et qui représentent le flanc renversé oriental. Il y a donc eu rupture de la charnière anticlinale et progression du flanc normal vers l'Est sur le flanc inverse; les « fenêtres » ouvertes par les torrents affluents du Journans permettent de se rendre compte de cette particularité tectonique.

Voyons maintenant ce qu'il en est au Nord du Florimont dans la Forêt de l'Etau que traverse le ravin de l'Oudar supérieur (10). Ici la tectonique semble plus simple et la retombée vers l'Est paraît

(10) Plan-directeur au 1/20.000, feuille de Saint-Claude, n° 4.

se faire plus normalement. Le long de la petite route qui joint le lacet de La Goutte (R.N. 5) à la Forêt de Disse, après un placage de boues, cailloutis et blocs glaciaires, on voit apparaître des calcaires jaunâtres en plaques assez épaisses, probablement du Bathonien supérieur, subhorizontal ou en faible pendage vers le S.-E. (premier ravin affluent de l'Oudar): nous nous trouvons donc à peu près, semble-t-il, au sommet de la voûte anticlinale. De fait un peu plus loin (avant le grand lacet de la petite route), un très léger pendage, vers le N.-W. cette fois, apparaît dans un calcaire plus marneux qui représente la base de l'Argovien. Ce changement de pendage est très normal puisque le chemin nous a fait pénétrer un peu plus vers le N.-W.: nous avons atteint ici le début de la retombée ouest du pli. Mais ce n'est pas pour longtemps car, après le pont sur l'Oudar, un coude du chemin nous ramène vers le S.-E. et désormais les pendages vers le S.-E. réapparaissent, indiquant la retombée orientale de l'anticlinal. Peu après le pont, c'est l'Argovien aux marnes interstratifiées de lits calcaires qui pend de 12 à 14° vers le S.-E. Plus loin encore le pendage s'accélère, atteignant 22/25°, affectant le sommet de l'Argovien, déjà plus calcaire. Enfin, plus loin encore vers l'Est, des calcaires plus massifs et plus durs qui doivent représenter le Rauracien s'offrent au regard en affleurements très réduits et hachés de diaclases: en dépit de cette gêne apportée à l'observation on peut constater que ces couches sont à peu près verticales ou en tout cas en très violent pendage vers le S.-E.; il semble de plus y avoir des traces de broyage et d'écrasement. Ensuite des éboulis de gel et des matériaux glaciaires rendent toute observation impossible. Mais grâce à ces observations, on peut conclure à une retombée rapide du flanc Est du pli et même peut-être à un déversement. Les pendages toutefois ne subissent pas de changements fréquents et déconcertants comme plus au Sud: la tectonique est ici un peu moins complexe.

Quelle conclusion tirer de l'examen des plissements et contacts anormaux dans le sens N.-W./S.-E.? Il s'agit évidemment d'un pli-faille chevauchant avec déversement vers le S.-E. (sans compter bien entendu le déversement vers le N.-W., moins accentué ici, que nous avons observé au-dessus de Mijoux). Mais les caractéristiques de ce chevauchement ne sont pas les mêmes partout. Au Sud du Journans, dans la région du Creux de l'Envers et de l'arête de Montchanais, il y a, semble-t-il, deux plans de chevauchement qui convergent sans doute en profondeur. D'une part le flanc inverse, visible par ses couches subverticales au Sud des Portes Sarrazines, chevauche le synclinorium du Pays de Gex-Plaine suisse, c'est-à-dire les terrains molassiques et même crétacés car une partie du Crétacé bute contre le Jurassique par un contact anormal. D'autre part, le flanc normal, représenté par les crêts du Mont Rond et du Pailly, chevauche le flanc inverse, ainsi qu'on peut le constater en descendant du sentier de la Vie de Feu vers la Maison Forestière de l'Envers. Il y a eu translation partielle du flanc normal qui a écrasé le flanc inverse déjà très laminé et lui a sans doute arraché des fragments de roches, ce qui pourrait expliquer le mélange de terrains, rauracien et bathonien, qui caractérise les éboulis situés dans la partie orientale du

Creux de l'Envers. Il faut remarquer aussi qu'au Sud du Journans, le flanc inverse a été en grande partie débordé par le flanc normal qui s'est étalé en nappe subtabulaire et a même esquissé un mouvement de retombée régulière (falaises du Pailly), qui peut laisser ignorer le flanc inverse et faire illusion en incitant à relier en une voûte régulière la partie occidentale du Creux de l'Envers et l'arête de Montchanais; c'est un style de chevauchement qui se produit parfois dans le Jura méridional (ph. 4).

Au Nord du Journans, dans l'arête du Florimont, du moins jusqu'au ravin de l'Oudar, il en est autrement. Il semble y avoir eu ici soulèvement d'un bloc entre les deux dislocations de la Fontaine Napoléon et du versant oriental du Florimont. Peut-être s'agit-il d'un écho en surface, d'un jeu du socle profond, comme on en trouve si souvent dans le Jura et comme la présence de dislocations perpendiculaires au plissement le laisse soupçonner (nous allons revenir sur cette question). En tout cas, un paquet de Bathonien provenant sans doute du flanc inverse se trouve soulevé et le flanc inverse constitue ainsi un butoir qui a arrêté la progression du flanc normal empêchant le chevauchement de se réaliser avec autant d'ampleur que plus au Sud, et la charnière anticlinale de se rompre et de se résoudre en éboulis; ce qui explique que l'érosion n'a eu que peu de prise sur ce dispositif et a respecté en grande partie cette arête escarpée du Florimont qui se dresse au-dessus du Creux de l'Envers. Ce style rappelle un peu celui de l'anticlinal des Monts d'Ain aux Neyrolles. Au Nord du Florimont, le ravin de l'Oudar ne révèle pas l'existence d'un butoir de ce genre et, nous l'avons vu, la tectonique paraît plus simple: peut-être y a-t-il eu ici simplement déversement vers le S.-E., sans chevauchement appréciable. De toute façon, ces différences de styles tectoniques du Nord au Sud montrent clairement qu'il existe des dislocations transversales importantes qui fragmentent le pli en plusieurs tronçons. Ceci nous conduit à examiner le dispositif des terrains dans le sens N.-E./S.-W.

Si en effet, reprenant la descente de la R.N. 5 du col de la Faucille vers Gex (11), nous prêtons maintenant attention aux accidents orientés perpendiculairement au plissement, nous relevons maintes particularités. Au Nord/Nord-Est du grand lacet du Pailly (embranchement du sentier du col du Golet Rond), après avoir offert un pendage, variable d'ailleurs (25 à 18°), vers le N.-E., les terrains présentent de brusques complications bien visibles dans la tranchée de la route. On voit, sur le côté N.W., un petit effondrement local entre deux dislocations qui convergent légèrement vers le bas, où les roches sont presque entièrement écrasées et broyées, mais où l'on discerne cependant une allure légèrement synclinale des couches entre les fractures. Le même phénomène se reproduit de l'autre côté de la route, sur la face S.E. de la tranchée: les pendages des couches vers le N.E. s'accroissent au voisinage de cette particularité tectonique, passant à 25° puis 30°, et se tordant même en un rebroussement local de 80° N.E. Un peu plus en aval, sur le côté

(11) Plan-directeur au 1/20.000, feuilles de Saint-Claude, n° 3 et 4.

N.W. de la route, le pendage vers le N.E. diminue sensiblement. Mais brutalement réapparaît une zone de brèche avec broyage et écrasement presque complet des terrains sur 10 m. de large, témoignant d'un effort orogénique intense : on distingue par endroits quelques strates relevées à la verticale. Puis, après cette zone extrêmement tourmentée, dans le coude de la route, les couches redeviennent plus calmes : c'est à peine si l'on peut déceler un pendage de 5° vers le N. E. Remarquons que dans toute cette zone de complications ce ne sont plus les marnes schisteuses bleuâtres, visibles au lacet du Pailly, qui affleurent, mais un calcaire dur : sans doute s'agit-il d'un effondrement local de Rauracien, qui se substitue ainsi provisoirement à l'Argovien. De fait, plus en aval encore, vers la cote 1152,42, les marnes réapparaissent, d'abord subhorizontales, puis, nouvelle particularité, s'abaissant de 10° environ, cette fois vers le S.W.

On voit ainsi combien sont changeants les pendages des couches dans le sens normal au plissement principal, en regard de la régularité de ce dernier. En outre les accidents décrits plus hauts sont de véritables « pincées » analogues à celles qu'a relevées M. Glangeaud [23, 26] d'abord dans les environs mêmes de Besançon, le long de la route de Morre, ensuite dans la région si disloquée du Poupet et en bordure de la Bresse entre Arbois et Lons-le-Saunier. Il semble bien qu'ici comme en Franche-Comté, il y ait eu deux phases tectoniques : une phase d'effondrement avec distension des couches, suivie d'une phase de compression qui a redressé violemment et parfois même presque complètement broyé les terrains. Or ici ces « pincées » sont orientées N.W./S.E., c'est-à-dire très obliquement, presque normalement au plissement de l'anticlinal Dôle-Reculet-Crédoz ; elles sont situées de plus dans le prolongement du col de la Faucille, et jalonnent le passage du décrochement dont on a depuis longtemps noté la présence. On peut dès lors penser que ces « pincées » traduisent, au moins par leur première phase d'effondrement et de distension, la présence de dislocations profondes du socle, dont l'âge remonte sans doute aux mouvements oligocènes ; les poussées tangentielles pontiennes S.E./N.W. ont dû ensuite, malgré leur obliquité, provoquer des phénomènes de serrage par suite de contre-coups s'exerçant latéralement et résultant de l'enchevêtrement de blocs d'inégale dureté imbriqués les uns dans les autres. Le grand décrochement de La Faucille se matérialiserait ainsi par l'existence de ces pincées et zones de grandes dislocations anciennes, sur l'emplacement desquelles se sont ensuite, au Pontien, concentrées les complications du plissement principal. Ainsi se vérifie, une fois de plus, même dans la haute chaîne pourtant plus directement affectée par le paroxysme pontien, l'importance des déformations profondes et anciennes du socle.

Bien entendu il existe des relations étroites entre ces dislocations N.W./S.E. et les accidents majeurs du plissement N.E./S.W. que nous avons analysés plus haut. C'est ainsi qu'à la Fontaine Napoléon, où passe un important contact anormal orienté N.E./S.W., qui interrompt la retombée normale de l'anticlinal, on aperçoit aussi la trace de fractures N.W./S.E. qui constituent le prolongement des accidents du col de la Faucille et des pincées relevées

plus haut. Dans le grand lacet de la R. N. 5, en même temps que les terrains remontent brusquement vers le sud-est, ils plongent non moins brutalement vers le N.E. : il y a donc un rebroussement local vers le S.W., c'est-à-dire vers le grand décrochement de la Faucille. En somme la Fontaine Napoléon constitue un véritable nœud de dislocation, un lieu où interfèrent et s'exaltent les mouvements de terrains dans deux directions à peu près perpendiculaires entre elles. Il est possible que le contact anormal N.E./S.W. et la rupture du flanc normal de l'anticlinal, si accentuée en ce point, avec soulèvement du bloc du Florimont, représentent une réplique, une sorte de compensation aux phénomènes de bouleversement N.W./S.E., à la dislocation du Col de la Faucille qui a sûrement joué lors du paroxysme pontien et a déterminé le décrochement. Les effets de cette importante ligne de dislocations qui accompagne le décrochement horizontal se font encore sentir en d'autres points de l'arête du Florimont : ainsi sur un même parallèle les terrains sont différents le long de la vieille route et le long de la nouvelle route entre la Fontaine Napoléon et le Florimont.

Par l'effet de cette dislocation majeure N.W./S.E. le bloc du Florimont semble avoir connu des mouvements tout à fait indépendants de ceux qui ont affecté les régions voisines, d'autant plus que, comme nous le verrons, d'autres accidents le limitent au sud. Des plissements l'affectent dans le sens N.E./S.W. que l'on ne retrouve pas ailleurs. C'est ainsi que le long de la R.N. 5, à l'est de la cote 1062, le pendage des couches est de 25° vers le N./N.E.; mais plus bas, en allant vers le sud, cette inclinaison diminue, les terrains se ploient régulièrement pour devenir horizontaux pendant 10 à 15 m.; puis le pendage reprend et devient de plus en plus fort, mais cette fois-ci vers le S.W. Le bloc soulevé du Florimont a donc été en même temps plissé en une voûte anticlinale qui ne se raccorde pas avec la tectonique du Creux de l'Envers au sud, de la Forêt de Disse au Nord. En outre ce bloc paraît constituer vraiment une zone de complications maxima, un « nœud » tectonique de grande importance où les forces orogéniques et les influences les plus diverses se trouvent réunies. Ne voit-on pas en effet, à l'E./N.E. du chalet du Florimont, dans la section de route qui relie le lacet du Florimont au lacet de la Goutte, des complications secondaires qui font apparaître latéralement tantôt des Calcaires durs (Bathonien) et tantôt des marnes schisteuses (Argovien), avec d'ailleurs des zones d'écrasement. Il semble bien que nous soyons en présence de véritables jeux de terrains horizontaux, déterminant des redans avec ici avancée de Bathonien, là retrait de l'Argovien, que l'on devrait rencontrer normalement plus à l'Est. Ce phénomène est à rapprocher de faits du même ordre observés par M. Glangeaud le long de la route de Besançon à Morre.

L'isolement du bloc du Florimont apparaît encore mieux si l'on examine le style tectonique des régions situées au Nord et au Sud.

Au Nord, nous avons vu, (ravin de l'Oudar supérieur) que les complications du Florimont ne se retrouvent pas, du moins à la même latitude que ce dernier. La retombée du flanc oriental de l'anticlinal se fait plus normalement. Toutefois, si l'on pousse vers

l'Est, on devine une réapparition des bouleversements encore que les placages glaciaires et périglaciaires gênent beaucoup les observations. Il y a donc là un décalage : tout se passe comme si, au Nord du lacet de la Goutte, l'anticlinal se trouvait avancé vers le S.E. par rapport au Florimont. C'est l'effet d'un décrochement horizontal, qui n'est que le prolongement de celui observé à la Fontaine Napoléon, sous les falaises du Turet et au col de la Faucille.

Mais au Sud du Florimont (12) nous retrouvons aussi un accident majeur, qui n'est pas, lui, dans le prolongement exact du décrochement septentrional de la Faucille, mais qui doit passer à peu près par le bord méridional de l'échancrure du col et fait visiblement partie du même système de dislocations. Cet accident est d'ailleurs constitué par deux séries de mouvements. Les unes sont des mouvements à résultante verticale, accélération subite des pendages et fracture probable : nous avons vu en effet, en étudiant la cluse du Journans, que les couches renversées vers l'Est étaient plus basses sur la rive droite du Journans que sur la rive gauche. En outre on observe sur le versant Sud de l'arête du Florimont, sous la ferme de la Colarde, un très violent pendage du Rauracien vers le Sud, vers le ravin; de même sur la rive droite du Journans, vers l'extrémité N.W. de l'arête de Montchanais, l'Argovien, en bancs schisto-marneux, présente un pendage de 35 à 45° vers le N./N.E. avec torsions locales, ce qui laisse supposer aussi la proximité d'une faille verticale. Les autres mouvements constituent eux, à proprement parler, le décrochement horizontal : quand on remonte la cluse du Journans on constate que les accidents N.W./S.E., déversements de couches en particulier, se retrouvent à peu près de chaque côté du torrent, mais avec un certain décalage. Les affleurements paraissent dessiner une avancée vers l'Est, une sorte de crochon, et sur ce point la carte géologique de Saint-Claude serait en partie exacte. Bien entendu la conjonction de ces dislocations N.W./S.E. avec les bouleversements déjà importants qui affectent le pli dans le sens normal à la poussée crée des complications dont on peut imaginer la complexité et déterminé l'apparition d'une zone très tourmentée, avec broyage des terrains porté à son comble, comme on peut s'en rendre compte à l'entrée occidentale de la cluse du Journans, au point de rencontre de ces accidents qui se recoupent à peu près à angle droit.

Il est possible maintenant de mesurer l'importance de ces dislocations dirigées N./N.W.-S./S.E., c'est-à-dire à peu près normalement au plissement de la haute chaîne. Au milieu des plissements de couverture intenses, avec plis-failles, déversements et même décollements, qui résultent évidemment de la phase orogénique paroxysmale du Pontien, des blocs assez rigides apparaissent ici et là, délimités par des cassures subméridiennes, où l'existence de « pincées » semble démontrer qu'il y a eu au moins deux phases tectoniques, comme dans le faisceau franc-comtois. Ces surrections ou effondrements de blocs traduisent vraisemblablement des jeux de compartiments du socle profond dont l'âge doit remonter aux dislo-

(12) Plan-directeur au 1/20.000, feuille de Saint-Claude, n° 8.

cations oligocènes : ces dernières en effet n'ont pas seulement affecté la partie occidentale du Jura, bordière de l'effondrement bressan ; on les retrouve vers Pontarlier-Vallorbe, à la limite là aussi de la plaine suisse comme les travaux de M. Glangeaud [26] l'ont montré. On constate de plus, à la Faucille, comme vers Pontarlier et Besançon, que les plus grandes complications du plissement pontien se localisent sur l'emplacement de ces dislocations, ce qui tend bien à prouver leur antériorité.

Il en résulte un tronçonnement du faisceau de la haute chaîne en secteurs indépendants qui jouent chacun à leur manière de chaque côté du décrochement. Ici le tronçon situé au Nord de la Faucille et jusqu'au col de Saint-Cergue s'est trouvé évidemment avancé vers l'Est, on l'a reconnu depuis longtemps, par rapport au secteur du Reculet-Colomby. Mais le décrochement de la Faucille est en fait plus complexe. En effet si la résultante générale est bien cette avancée vers l'Est du tronçon de la Dôle (ph. 5), la zone de retrait maximum vers l'Ouest paraît être constituée par le bloc du Florimont : au Sud de ce dernier en effet passe une nouvelle dislocation qui décale légèrement vers l'Est le secteur de Montchanais et du Colomby. L'échancrure du col de la Faucille correspond ainsi à peu près exactement au bloc de terrains poussé horizontalement vers le N./N.W. : il y a là une zone de faiblesse structurale qui a favorisé l'érosion montant à l'assaut de la chaîne depuis la plaine si basse du Pays de Gex. Un double relais de plis se situe donc ici et l'on retrouve ainsi, en pleine bordure orientale du « faisceau helvétique » aux plissements intenses et prépondérants, des accidents qui ne sont pas l'apanage des seuls faisceaux externes lédoniens et comtois

LE STYLE TECTONIQUE DE LA CHAÎNE AU NORD ET AU SUD DE LA FAUCILLE.

L'importance de ces dislocations subméridiennes et le rôle qu'elles jouent dans le tronçonnement de l'anticlinal se marquent encore par l'apparition de caractères tectoniques différents au Nord et au Sud de l'accident de la Faucille. Dès que l'on s'éloigne de la zone troublée du col, le style du pli redevient plus normal, la tectonique s'apaise.

Au Nord, on retrouve encore des particularités qui rappellent les accidents décrits plus hauts, sur les sommets environnant la Forêt de Disse, non loin du lieu dit : « Vieille Maison ». Là en effet, les terrains qui s'inclinent doucement vers le S.-E. changent brusquement de pendage et remontent de 10° environ vers le S.-E. Il y a donc ici passage d'un accident qui semble analogue à celui de la Fontaine Napoléon : début de la retombée anticlinale, puis paquet de couches soulevé et redressé vers le S.-E. Mais c'est que nous sommes encore tout proches de La Faucille et de ses singularités liées au passage des dislocations transverses. Plus au Nord, c'est un pli beaucoup plus régulier dont les déversements mêmes diminuent d'ampleur au point qu'à l'Est et à l'Ouest les affleurements apparaissent presque aussi larges sur les deux flancs. C'est un tron-

con d'un style paisible qui commence ainsi au Nord de La Faucille et va se poursuivre jusqu'au décrochement du col de Saint-Cergue, où l'on voit réapparaître une zone tourmentée en même temps que l'on constate un changement de direction de la chaîne.

Au Sud de la Faucille aussi, au fur et à mesure que l'on s'éloigne du col, on constate le retour à un régime de plissement plus normal (13). Sur les parois rocheuses qui dominent au Sud le cirque de Branveau, au-dessus des sources du Journans, on aperçoit les couches de Jurassique supérieur qui se replient à peu près normalement pour retomber vers le S.-E. en formant la pointe S.-E. de l'arête de Montchanais; on n'observe pas de ruptures brusques du pendage comme à la Fontaine Napoléon et au Florimont. L'examen des terrains entre le Cabaret et le sommet du Colomby de Gex, confirme ces faits et montre que nous sommes en présence d'un anticlinal plus régulier, dont le déversement s'effectue vers l'Ouest. A partir du Chalet du Cabaret jusque vers 1.600 m. on observe en effet des pendages assez forts de $22/25^\circ$ qui vont en s'atténuant ($15/18^\circ$), dans les strates dures qui forment à certains endroits de petits crêts locaux, comme la cote 1559,6 (plan-directeur au 1/20.000 — feuille de Saint-Claude n° 7). Puis les affleurements montrent ensuite des terrains subhorizontaux, qui peu après s'inclinent assez doucement (8 à 10°), mais cette fois-ci vers le S.-E.: nous sommes donc passés sur le flanc oriental d'une voûte anticlinale assez régulière dont le sommet, entamé par l'érosion surtout Karstique, se situe, notons-le bien, un peu à l'Ouest de la crête topographique qui prolonge au Sud le Colomby. Nous sommes loin du double déversement et des complications tectoniques qui caractérisent le Creux de l'Envers et la région de La Faucille et qui ont visiblement déterminé l'emplacement de la vallée longitudinale du Journans supérieur, en créant une zone faible qui a été une proie facile pour l'érosion; tandis qu'au Sud, le ruissellement était presque absent sur cette épaisse voûte de Calcaire perméable, dans le Creux de l'Envers des écoulements sont nés, guidés par les fractures et favorisés par la présence de niveaux plus marneux que les hasards d'une tectonique tourmentée et des contacts anormaux faisaient affleurer.

Ainsi tout se passe vraiment comme si le style tectonique, plus calme depuis le Reculet, se compliquait au voisinage de la dislocation subméridienne de La Faucille. Plus bas, sur le versant oriental de la chaîne, la retombée de l'anticlinal vers le S.-E. se fait très normalement en présentant seulement quelques replis locaux qui atténuent par endroits le pendage et donnent naissance à de petits replats d'origine tectonique: le fait est bien visible le long de la petite route entre Crozet et le col de Crozet. C'est donc bien un style assez calme qui caractérise le tronçon de pli qui commence au Sud du Creux de l'Envers, et nous voyons ainsi combien les complications du plissement se sont concentrées à proximité des accidents subméridiens d'âge sans doute oligocène.

(13) Plan-directeur au 1/20.000, feuilles de Saint-Claude, n° 3 et 7.

LE CONTACT DE L'ANTICLINAL RECULET-CRÉDOZ
ET DE LA ZONE EFFONDREE DU PAYS DE GEX (14).

Essayons de voir maintenant comment se fait le contact entre cet anticlinal du Reculet-Credoz et les terrains en place qui constituent la bordure orientale du Pays de Gex. Diverses observations au pied de la haute chaîne tendent à prouver d'une part qu'un accident important, faille ou flexure, longe la base de la chaîne, soit au contact du Jurassique et du Crétacé, soit dans le Crétacé lui-même, d'autre part que l'effondrement d'ensemble de la zone de la plaine suisse entre Jura et Préalpes ne se fait pas d'un seul coup, mais comporte au moins un gradin intermédiaire. Le long de la petite route du Col de Crozet au village de Crozet, entre le dernier lacet (710 m.) et la fin de la route les pendages changent assez brusquement et fortement sur une courte distance: vers le lacet même le Jurassique supérieur en bancs massifs est incliné de plus de 20° environ vers le S.-E.; plus bas, le long de la route, vers 650 m. d'altitude, à une distance de l'affleurement du Jurassique qui ne dépasse pas 250 m., une carrière montre le Calcaire jaune Valanginien incliné seulement de 12-13° vers le S.-E. Le changement de pendage se fait assez rapidement: il existe donc une dislocation ou tout au moins un flexure, qui se situerait un peu au-dessus de cette carrière, à la limite du Crétacé et du Jurassique.

Mais les faits sont encore plus nets plus au Sud-Ouest, dans la région de Villeneuve, Allemogne et Thoiry, où un accident apparaît indiscutablement, à l'intérieur du Crétacé cette fois. En effet, au S.-W. de Villeneuve, dans une carrière située vers la source du ruisseau de Fion, l'Urgonien se présente en bancs massifs, en pendage de 20° et plus vers le S.-E., tout comme le Jurassique supérieur aperçu vers le premier lacet de la petite route de Crozet. Mais une carrière abandonnée située dans le hameau d'Allemogne, au Sud du ruisseau, montre ce même Urgonien subhorizontal ou présentant un pendage à peine perceptible, 2 à 3° au plus, vers le S.-E. Or, cet affleurement, s'il est plus méridional, est situé nettement à l'Est du prolongement du précédent vers le Sud. Il y a donc, entre les deux affleurements un accident (cassure ou flexure), qui est ainsi oblique par rapport aux affleurements de la base de l'anticlinal. D'ailleurs, une preuve de cet accident nous est fournie par l'existence de plusieurs résurgences alignées suivant une direction N.-E./S.W. dans ce secteur: celle du ruisseau d'Allemogne à quelques mètres de la carrière, celles de Thoiry, au nombre de deux, dont l'une a été captée, au Puits Mathieu, pour être refoulée dans un réservoir: nous reviendrons sur ces faits à propos de l'étude des phénomènes Karsitiques. Mais d'ores et déjà l'on peut voir dans ces résurgences alignées l'indice d'une ligne de fractures, ou au moins d'une flexure, qui jalonne les emplacements de ces abondantes venues d'eau.

(14) Carte géologique au 1/80.000, feuilles de Thonon, Saint-Claude et Nantua. Plan-directeur au 1/20.000, feuilles de Douvaine n° 1, Saint-Claude n° 4, 7 et 8, Saint-Julien-en-Genevois n° 2, 3 et 6.

On retrouve d'ailleurs ce même accident de contact entre la haute chaîne et le Pays de Gex sous forme d'une faille, précisément vers les résurgences multiples qui constituent les sources de la London, au Sud d'Echenevex. Sur la rive droite de la London naissante, à hauteur de la deuxième résurgence à partir de l'aval, on voit en effet de grosses dalles d'un Calcaire massif, sans doute valanginien, en pendage de 20 à 30° vers le S.-E., buter contre des couches plus marneuses (Hauterivien?), qui sont fortement ployées et rebroussées presque à la verticale avant de reprendre un pendage faible et régulier vers le S.-E. Nous avons donc encore sous les yeux ici l'accident qui marque la limite occidentale d'un gradin où les couches forment un palier interrompant l'effondrement vers l'Est. Comment se fait ensuite la descente des couches vers le vaste effondrement de la plaine suisse? Il est impossible de le dire en l'absence de sondages. Tout ce que l'on peut affirmer, c'est que ce gradin intermédiaire entre l'anticlinal du Reculet-Crédoz et cet effondrement s'étend assez loin vers l'Est, au moins en certains points, puisque, à hauteur du pont de l'Oudar, sur la route de Cessy à Sauvigny, au S.-E. de Gex, le lit du ruisseau laisse voir des bancs subhorizontaux d'un calcaire dur qui semble bien être de l'Urgonien.

D'ailleurs, les terrains jurassiques et crétacés du Jura, ne disparaissent pas partout en profondeur d'une manière définitive avec la retombée orientale de l'anticlinal Dole-Reculet-Crédoz. Il existe en effet des avant-monts, des zones où les couches secondaires trouent la gangue morainique et molassique qui empâte la grande dépression séparant le Jura des Préalpes. Il ne s'agit pas à proprement parler de rides, terme qui évoque une idée de plissement, mais bien plutôt de blocs soulevés et limités par des dislocations qui surgissent ici et là. Parmi ces avant-monts deux sont nettement reconnaissables tant par la présence des terrains secondaires que par la hardiesse de leurs formes qui contraste avec la mollesse et l'indécision des croupes molassiques voisines: le Mont Mussy - Crêt Mourex et le Riamont. Séparés par la vallée de Vesancy, ils se dressent entre Gex et Divonne; mais tandis que le Riamont est presque relié à la haute chaîne dont il n'est séparé que par une haute et étroite dépression, le Mont Mussy - Crêt Mourex, lui, est complètement isolé. En outre, si les terrains crétacés se retrouvent dans les deux « monts » le Riamont est constitué en son sommet de Jurassique supérieur, légèrement creusé par l'érosion.

Mais, hormis ces différences, ces deux avant-monts se ressemblent par le caractère plus disloqué que plissé de leur structure: ainsi la limite orientale du Mont Mussy est marquée par des escarpements et des abrupts, bien visibles depuis la route de Grilly à Divonne, qui laissent facilement présager la présence de dislocations faisant disparaître l'Urgonien sous la molasse. Que ce soit vers l'extrémité Nord du Mont Mussy ou sous la chapelle du Riamont, les couches sont à peu près horizontales et l'apparition brusque du Jurassique supérieur à l'Est de cette chapelle, difficile à relier normalement au Crétacé, conduit à penser qu'il existe ici une fracture entre les deux formations, ce qui expliquerait aussi la présence de pentes très abruptes sur le versant oriental du sommet du Riamont.

De plus, aucune dislocation ne se laisse remarquer sur les versants de la vallée de Vesancy: des deux côtés, les couches se correspondent avec exactitude et cette dépression, sans doute creusée alternativement par les eaux et les glaces, paraît ne rien devoir de son origine à la tectonique. On a ainsi l'impression que Riamont et Mont Mussy-Mourex constituent un bloc rigide qui a crevé la couverture de molasse et de Glaciaire ou plutôt qui en a été débarrassé par l'érosion à cause de l'importance de sa surrection et peut-être aussi à cause du caractère récent des derniers mouvements.

Ces deux buttes aux rebords bien nets sont-elles les seuls avant-monts du Pays de Gex? Certes, il n'y a pas d'autres points où affleurent des terrains autres que la molasse et le Glaciaire. Mais il existe quelques collines allongées et orientées du N.-E. au S.-W. que leurs formes plus vigoureuses distinguent des bourrelets morainiques nombreux dans la région: ce sont par exemple, la hauteur située au N.-E. de Chevry, dans le prolongement du Crêt Mourex, parallèlement à la chaîne, ou encore les rides que l'on observe vers Saint-Genis-Pouilly et Saconnex, en Suisse. Sans doute sont-elles empâtées de matériaux glaciaires. Sans doute peut-on songer à de simples formes de moraines de fond, os ou Kame. Mais l'orientation de ces rides obligerait alors à envisager un écoulement glaciaire parallèle à la chaîne alpine, ce qui peut sembler paradoxal pour des masses glaciaires issues des Alpes, qui n'étaient peut-être d'ailleurs pas assez individualisées pour donner naissance à des moraines de fond toutes orientées dans la même direction. Dès lors, sans vouloir nier l'existence de simples moraines, ne peut-on, pour certaines de ces rides particulièrement importantes, soupçonner, sous la couverture tertiaire et quaternaire, l'existence de blocs légèrement soulevés, d'avant-monts, contre lesquels se seraient accumulés les terrains fluvio-glaciaires. Mais ces avant-monts, qui auraient ainsi servi en quelque sorte de support aux débris récents, n'apparaîtraient pas eux-mêmes car l'érosion ultérieure, peu surexcitée par un soulèvement de moindre ampleur que dans le Riamont et le Mont Mussy-Mourex, n'aurait pas déblayé entièrement la couverture glaciaire.

LE PROBLÈME DES MOUVEMENTS RÉCENTS

Enfin l'étude du dernier pli oriental du Jura du Sud pose un problème: celui de l'âge des derniers mouvements. Certes, ce problème n'est pas particulier à ce pli du Reculet-Crédoz; il est légitime de le soulever pour l'ensemble du Jura méridional et même du Jura tout entier. Mais la position bordière de l'anticlinal au-dessus d'une zone tectonique plus calme crée des conditions favorables à l'observation: les traces de surrection se lisent plus facilement dans une zone de piedmont que dans un val et la datation en est rendue plus facile par la présence d'une masse importante de terrains récents.

Si les plissements du Pontien ont été sans aucun doute les plus violents des bouleversements jurassiens, s'ils ont contribué, plus que tout autre, à donner au Jura sa physionomie tectonique actuelle, ils n'ont pas constitué les derniers des mouvements du sol. L'observation du Pliocène supérieur relevé légèrement contre la bordure

occidentale vers Ambérieu, plus fortement contre la bordure orientale en certains points, comme le recreusement très net des vallées principales dans tout le Jura du Sud (nous aurons souvent l'occasion de le constater dans l'étude morphologique) postulent l'existence de mouvements du sol à la fin du Pliocène, liés de toute évidence à la surrection qui a affecté les Alpes à cette époque. Il s'agit d'ailleurs plus d'un soulèvement d'ensemble compensant l'affaissement de la plaine suisse que de mouvements tangentiels, comme l'ont démontré certains géologues. M. Glangeaud [26] parle d'un soulèvement de la haute chaîne au Pliocène supérieur. Ce soulèvement s'est naturellement fait sentir plus ou moins dans tout le Jura méridional; mais il était naturel qu'il affectât surtout les plis orientaux, plus proches du soulèvement alpin et de l'effondrement helvétique.

En outre, si les phénomènes de soulèvement l'emportent sur les poussées tangentielles, ces dernières ont dû cependant se manifester quelque peu étant donné la présence en profondeur d'un niveau du Trias plastique et déformable qui a pu transmettre les phénomènes de compensation de manière inégale suivant les lieux. Il est vrai qu'un soulèvement s'exerçant sur un pli déjà très compliqué du fait des mouvements pontiens, et de plus érodé et entamé depuis le début du pliocène, a pu à lui seul accentuer et même dans certains cas provoquer des complications de détail qui peuvent sembler, à premier examen, le fait de poussées tangentielles. Sur les plis déjà déversés à l'extrême et parfois en partie rompus de cet édifice fragile, des mouvements, même à résultante verticale, ont dû accentuer les ruptures des charnières anticlinales, déclencher de nouveaux éboulements tectoniques, qui étaient imminents, comme à Chézery ou au Creux de l'Envers, et provoquer les phénomènes de dysharmonie locale si fréquente dans le pli du Reculet-Crédoz, les niveaux marneux se plissant tandis que les niveaux de calcaire dur restaient rigides. Ainsi les mouvements du Pliocène supérieur ont apporté sans doute des retouches de détail en accentuant encore les complications du paroxysme pontien en même temps qu'ils provoquaient une surélévation de l'axe anticlinal, ce qui ne devait pas manquer d'avoir des répercussions sur l'évolution morphologique.

Mais il semble bien que ces mouvements de la fin du Pliocène aient été eux-mêmes suivis de déformations plus récentes, plus légères bien entendu, et qui, elles, se soldent surtout par un faible soulèvement de l'édifice tout entier. L'étude des vallées des petites rivières qui prennent leur source au pied de la haute chaîne et traversent le Pays de Gex, Journans, London, ruisseau d'Allemogne, etc..., est significative à ce sujet. On y observe en effet, dans les matériaux détritiques, deux catégories de terrasses qui s'ordonnent de part et d'autre d'une plaine souvent marécageuse qui se développe parallèlement à la haute chaîne depuis Sauverny et Segny jusqu'à Collonges et que suit la R.N. 84 entre Saint-Genis-Pouilly et Greny (carte au 1/50.000 en courbes — feuilles de Saint-Claude et Saint-Julien-en-Genevois). Au Sud-Est de cette plaine, le cours inférieur de ces petites rivières est jalonné de terrasses dont l'altitude relative augmente de l'amont vers l'aval: il s'agit évidemment de terrasses

dont l'apparition est liée à un abaissement du niveau de base des rivières, en l'occurrence un rétrécissement de la nappe d'eau du Léman. Mais au Nord-Ouest de la plaine, dans le cours supérieur des rivières, les terrasses que l'on observe présentent un intérêt particulier pour l'étude de la tectonique de la haute chaîne: leur altitude relative diminue en effet cette fois de l'amont vers l'aval, depuis les sources des ruisseaux jusque vers la plaine intermédiaire. Leur origine semble dès lors nettement tectonique et en rapport avec une surrection de la chaîne, surrection toute récente puisque ces terrasses sont modelées dans les accumulations glaciaires et fluvio-glaciaires, que l'on peut même parfois dater du Würmien, donc de la fin du Quaternaire.

C'est le cas de la vallée de la London (15), dont l'étude fournit des renseignements intéressants sur ce point. Si l'on descend cette petite vallée de l'amont vers l'aval, on remarque d'abord au-dessus des résurgences actives multiples qui constituent les sources de la London, dans une zone de tectonique très tourmentée, une vallée sèche suspendue au-dessus de la vallée actuelle. Parcourue seulement en cas de fortes pluies ou à la fonte des neiges par un écoulement intermittent, cette vallée est encaissée, étroite, aux versants redressés en V aigu: elle n'a pas eu le temps d'évoluer beaucoup avant que l'enfouissement des eaux se produise. Vers 600 m. d'altitude, elle se ramifie vers l'amont en divers petits ravins qui forment par leur disposition un très net bassin de réception torrentiel. Il s'agit sans aucun doute, d'une ancienne vallée suspendue à un niveau supérieur dont les eaux se sont enfouies dans la masse des Calcaires fissurés du Valanginien. La présence de ces roches poreuses explique déjà cet enfouissement des eaux en profondeur et l'assèchement de la vallée suspendue. Peut-être cependant, cette descente des eaux a-t-elle été facilitée par des mouvements récents se traduisant par une légère surrection. Dans ces calcaires fissurés, au lieu d'approfondir la vallée, les eaux ont disparu sous terre pour ressortir en résurgences là où une dislocation bien visible fait affleurer les terrains plus marneux de l'Hauterivien, rendant de nouveau possible le façonnement d'une vallée subaérienne.

Cette hypothèse de l'existence d'une légère surrection récente se trouve confirmée par l'apparition de petites terrasses dont l'altitude relative va décroissant jusqu'au Sud de Saint-Genis-Pouilly. C'est d'abord tout près des sources, sur la rive gauche, une étroite terrasse, dont la pente transversale est assez forte, qui interrompt la pente raide du ravin et domine de 10 m. le thalweg actuel. Plus bas, juste en aval du pont-viaduc par lequel la route de Naz-dessous à Villeneuve enjambe le ravin toujours profond et étroit de la London, on note, encore sur la rive gauche, un petit replat occupé par une prairie qui forme clairière au milieu des taillis. Ce replat est à une altitude relative de 9 m. au-dessus du thalweg actuel, donc un peu moins élevé que la terrasse observée en amont. En outre, le

(15) Plan-directeur au 1/20.000, feuilles de Saint-Claude n° 7 et 8 et de Saint-Julien-en-Genevois, n° 4.

talus qui limite ce replat au-dessus de la rivière est échancré par de petits arcs de cercle, qui semblent représenter la trace de légers méandres effectués par la London à un niveau inférieur au cours d'une phase fugitive d'alluvionnement interrompant le recreusement et due sans doute à un bref arrêt du soulèvement tectonique.

Plus en aval, les terrasses que l'on relève sont à une altitude relative nettement inférieure: moins de 4 m. à Flies, près du pont de la route de Chevry à Crozet, 3 m. 50 environ pour la terrasse très nette que l'on observe en amont du pont de la R.N. 84 C au Sud de Saint-Genis-Pouilly et dont le talus est, lui aussi, échancré par de petits arcs de cercle. Sur la terrasse de Flies on note la présence de galets glaciaires d'origine alpine, qui paraissent en place, ce qui tendrait à prouver que le façonnement de cette terrasse, et par suite le mouvement de surrection, est au moins postérieur aux premières périodes glaciaires. En dehors de l'apparition de ces terrasses, qui décèlent en somme un arrêt dans le creusement des thalwegs et le soulèvement de la haute chaîne, il faut remarquer que l'encaissement de la London dans la zone de piedmont diminue lui-même graduellement depuis la source jusqu'à devenir nul un moment au Sud de Saint-Genis-Pouilly, où la London coule à peu près au niveau de la plaine marécageuse. Il reprend ensuite à partir du Martinet et des Granges pour une toute autre cause: l'appel du niveau de base local qui s'est abaissé. On saisit bien ici le passage des terrasses d'amont, qui sont la preuve d'une surrection tectonique, aux terrasses d'aval, qui ont une toute autre signification.

Des faits du même genre s'observent dans les vallées de quelques autres ruisseaux du Pays de Gex. Au Sud-Est et au-dessous de Feigères (16) (hameau de Péron) le petit ravin du ruisseau de Chanvière offre à l'amont une particularité qui rappelle fortement ce qui a été observé vers les sources de la London. Sur une centaine de mètres on peut suivre le lit asséché du ruisseau, très net encore et encombré de pierres parcouru par des écoulements d'eau intermittents, tout comme la vallée suspendue au-dessus des sources de la London. On y voit encore de petits méandres, preuves d'un arrêt dans le creusement. Puis brusquement, la pente longitudinale du thalweg s'accélère et d'une petite source jaillit le ruisseau qui dégringole rapidement par de nombreuses cascates. Il y a donc là aussi vallée un peu suspendue et enfouissement des eaux dans les cailloutis fluvio-glaciaires et les calcaires urgoniens. Evidemment, cette descente des eaux n'a rien de très étonnant dans ce genre de terrains. Cependant plus en aval, où l'on rencontre les mêmes couches poreuses, le ruisseau ne disparaît pas et l'on peut penser qu'un légers relèvement de la chaîne a contribué à provoquer l'enfouissement des eaux tout à l'amont de ce ruisseau, comme pour la London.

(16) Plan-directeur au 1/20.000, feuille de Saint-Julien-en-Genevois, n° 2.

Le ruisseau d'Allemogne (17) est, lui aussi, bordé par une petite terrasse qui apparaît immédiatement en aval de sa résurgence à hauteur de la route et domine d'environ 10 m. le thalweg. On doit remarquer que cette altitude relative de la terrasse est la même que celle qui a été notée près des sources de la London. Tout se passe là aussi comme si cette petite terrasse prolongeait une vallée sèche, maintenant suspendue, que l'on voit en amont de la résurgence au Nord de la route. Mais le ruisseau est moins important que la London et l'encaissement dans la zone de piedmont ne tarde pas à disparaître, à peu près à hauteur des Martinets (cote 448,1). Plus en aval en effet, l'encaissement reprend, mais cette fois à l'appel du niveau de base, et la basse terrasse que l'on voit au-dessus du ruisseau sous le pont de la R.N. 84 n'a plus rien à voir avec celle observée en amont : elle marque le début de l'encaissement du ruisseau en direction de la London et va en augmentant d'altitude relative vers l'aval.

Il n'est pas jusqu'au Journans qui ne puisse nous fournir un indice de cette surrection récente. En effet, depuis Cessy jusqu'à un point situé au S.-W de Segny (18), le lit du Journans est asséché, sauf en période de très fortes pluies ou de fonte des neiges, décrivant de nombreux méandres au niveau de la plaine, très plate en cet endroit. Un cours souterrain double le cours subaérien de plus en plus abandonné et l'on peut voir dans cette reprise d'érosion au travers d'une plaine très uniforme le résultat d'un soulèvement d'ensemble de la région ; seulement, étant donné la perméabilité des matériaux dans cette région, les eaux se sont enfouies et c'est souterrainement que s'est traduite cette reprise d'érosion et que le profil d'équilibre nouveau a tendance à se réaliser.

Tous ces faits paraissent montrer que la région est encore instable et le pli de bordure en voie de soulèvement assez net, quoique peu accentué. Etant donné la nature des matériaux affectés par cette déformation, ces mouvements doivent être très récents, si même ils ne sont pas actuels, ce qui paraît probable. Cette tendance au soulèvement n'est sans doute pas limitée à la haute chaîne. Elle s'étend probablement au Bugey tout entier, d'après certains indices de recensement très frais, et même à la bordure occidentale du Revermont, où, s'il faut en croire M. Journaux [108, 109], il existe des failles d'âge quaternaire, en particulier à Pont-d'Ain. Ici c'est peut-être plutôt par surrection lente et flexure des couches que par dislocations que se fait le soulèvement. De toute façon, l'orogénie n'a pas dit son dernier mot.

Le Vuache

Nous étudierons plus rapidement le style du Vuache, ce chaînon effilé qui, au delà de la coupure de Fort l'Ecluse, se détache du Grand Credoz, et se termine à une douzaine de kilomètres de là par

(17) Plan directeur au 1/20.000, feuille de Saint-Julien-en-Genevois, n° 3.

(18) Plan-directeur au 1/20.000, feuille de Saint-Claude, n° 8.

le Mont de Musièges au-dessus de la vallée encaissée des Usses. M. Vincienne ayant consacré à ce chaînon jurassien par ses aspects physiques, mais savoyard par sa situation historique et administrative, des études minutieuses [56, 57, 58], nous ne ferons que décrire les caractères généraux du style tectonique en nous appuyant sur ces travaux.

Il s'agit d'un chaînon étroit (sa largeur maxima n'excède guère un kilomètre et se réduit à quelques centaines de mètres aux deux extrémités) qui culmine à 1.111 m. au Signal du Vuache et domine de 500 m. environ un plateau molassique et glaciaire. Constitué essentiellement par le Néocomien (on ne trouve un étroit liseré jurassique, surmonté parfois par la molasse burdigalienne, qu'au pied du versant occidental), ce chaînon a un profil transversal très dissymétrique: le versant oriental qui descend assez doucement vers les collines morainiques de Dingy et Savigny fait un contraste brutal avec les escarpements du versant occidental qui, entre le Rhône et Chaumont, domine par un long abrupt le plateau de Clarafond, prolongement Sud-Est de la Michaille. Il faut noter toutefois qu'au Sud, entre le Fornant et les Usses, la situation est inversée: dans cette partie méridionale qui prend le nom de Mont de Musièges, c'est le versant Est qui est plus escarpé que le versant Ouest. Cette dissymétrie est en rapport avec la structure (fig. 12).

Pour Schardt, qui avait étudié le dispositif des terrains dans cette région (19), le Vuache ne fait que prolonger la moitié orientale du Crédoz et ne représente que la retombée orientale d'un anticlinal faillé longitudinalement et dont le flanc occidental s'est effondré. Schardt a insisté sur le jeu vertical des deux moitiés de l'anticlinal de part et d'autre de cette faille verticale: le flanc oriental qui constitue le Vuache proprement dit, s'abaisse peu à peu du N.-W. au S.-E. et plonge sous la molasse aquitanienne au Sud du Fornant; le flanc occidental, qui pointe d'abord dans les rochers de Léaz et d'Arcine dans le prolongement de la pointe du Sorgia (massif du Crédoz), disparaît sous les terrains tertiaires et quaternaires entre Arcine et Chaumont, puis remonte progressivement vers le Sud-Est et, perçant la couverture tertiaire, constitue au Sud du Fornant le mont de Musièges. Ce dernier représente en quelque sorte une demi-voute anticlinale abrupte du côté de l'Est se terminant périclinalement au Sud, le long de la vallée du torrent des Usses. Ainsi le rejet de cette faille du Vuache décroît vers le Sud-Est, s'annule au Sud de Chaumont et change de sens à l'extrémité du chaînon. Il faut noter en passant que la cluse ouverte par le Fornant est très originale puisque, creusée là où le rejet est à peu près nul, elle est favorisée par un abaissement d'axe double et en sens inverse qui affecte un anticlinal dédoublé.

(19) Schardt. Etudes géologiques sur l'extrémité méridionale de la première chaîne du Jura. Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat. 27, p. 69, Lausanne, 1891.

Cf. aussi du même auteur Livret-guide de l'excursion géologique dans le Jura et les Alpes. Lausanne, 1894.

L'existence de cette faille a été confirmée par un sondage exécuté en 1939 à l'Est du Mont de Musièges, en prolongement du Vuache (20) : ce sondage poussé jusqu'à 1.324 m. de profondeur est resté jusqu'au bout dans un plan de faille absolument vertical (84°). La conception que Schardt se faisait du Vuache n'est donc pas inexacte. Mais pour M. Vincienne elle est incomplète. Selon lui en effet le mouvement vertical mis en lumière par Schardt se double d'un mouvement tangentiel en direction de l'Ouest, contemporain ou postérieur, qui a provoqué au moins en certains points, le chevauchement du Vuache occidental par le Vuache oriental.

M. Vincienne est arrivé aux conclusions suivantes concernant le style tectonique du Vuache, conclusions que nos propres observations ont confirmées. En ce qui concerne d'abord les relations entre le Vuache et le Crédoz, il apparaît que le Vuache prolonge le flanc oriental du Crédoz dont le flanc occidental a disparu au Sud de la pointe du Sorgia en raison des écrasements de terrains et de la fragilité tectonique de la retombée Ouest du pli qui ont favorisé de violentes érosions fluviales et glaciaires. Dans son ensemble le pli du Vuache est un anticlinal dont l'axe s'abaisse vers le Sud, qui est non seulement déversé vers l'Ouest, mais étiré et passe au pli-faille en profondeur. Le flanc ouest inverse est tantôt plus ou moins aminci (au Nord du Rocher de Léaz par exemple), tantôt complètement rompu (vers le château ruiné d'Arcine); il est parfois chevauché par le flanc Est normal et peut disparaître sous ce dernier (entre Arcine et Chaumont). Les rochers de Léaz et du vieux château d'Arcine se relient étroitement à la moitié occidentale du Crédoz par des couches traversées seulement par un décrochement de faible rejet qui passe au Nord de Léaz. Mais ces deux rochers n'occupent pas la même situation tectonique: celui de Léaz appartient au flanc normal de l'anticlinal et se situe peu au-dessus de la charnière; celui d'Arcine fait partie de la zone d'enracinement du flanc inverse, au-dessous de la rupture (fig. 12 ph. 18).

M. Vincienne estime aussi qu'entre le Vuache et le Grand Colombier il doit exister en profondeur un « accident ancien rigide » sur le bord duquel serait venu s'écraser l'anticlinal du Crédoz-Vuache : d'où le brusque changement de direction du pli et le charriage local du flanc normal sur le flanc inverse. Cette hypothèse corrobore celle que nous avons formulée concernant l'influence du socle profond dans ce secteur et la présence en profondeur d'un bloc rigide sous la Michaille et le plateau de Semine qui la prolonge au Sud de Bellegarde, de l'autre côté du Rhône. Ce bloc est certes affaissé par rapport à celui du Retord; mais il a pu jouer le rôle de butoir avant de s'effondrer et d'ailleurs sa présence à une profondeur relativement faible a pu, même après l'effondrement, provoquer les complications tectoniques du Vuache : il s'agit en tout état de cause d'un dispositif rigide et cassant qui ne pouvait manquer

(20) Le résultat de ce sondage a été communiqué par M. Orgeval aux participants de la réunion extraordinaire de la Société Géologique de France dans le Jura franco-suisse. Cf. C. R. p. 836 [54].

d'influencer le style de l'anticlinal du Vuache situé sur son bord oriental.

Abordant la question du Vuache méridional, M. Vincienne pense qu'au Sud du Fornant c'est la terminaison périnclinale de la Montagne des Princes qui semble avoir mis fin au déversement et au chevauchement vers l'Ouest et avoir provoqué l'exaltation du flanc Ouest de l'anticlinal qui donne naissance au Mont de Musièges. Il faut donc concevoir que cette terminaison coïncide avec une zone d'affaissement très accentué du socle qui ne jouerait plus ici son rôle de butoir ; il faut ajouter que l'anticlinal Gros Foug-Montagne des Princes paraît être un pli surgi récemment de la molasse de l'avant-pays savoyard : ce pli n'a donc pu gêner ici l'épanouissement du flanc occidental du Vuache qui, prolongeant l'anticlinal du Crédoz, s'est certainement formé avant le pli du Gros Foug. Quoi qu'il en soit, on sait que ce flanc Ouest, inverse au Nord, fait figure, au Sud de la cluse spéciale du Fornant, de flanc normal apparemment poussé sur le flanc Est abaissé qui, lui, constitue maintenant le flanc inverse. Il y a donc ici un exemple caractéristique d'une inversion locale du sens de la poussée.

On doit enfin souligner que le Rhône a profité des points faibles du dispositif tectonique pour franchir le pli du Crédoz-Vuache. La cluse de Fort-l'Ecluse correspond en effet à un brusque affaissement de l'axe du pli. Entre les moulins de Coudière et la cote 319 (de la carte au 1/80.000 — feuille de Nantua N.E.) le cours du Rhône, de direction longitudinale, établi dans le cœur de l'anticlinal, a été favorisé par l'écrasement et l'étirement des couches marneuses de l'Oolithique inférieur et moyen. De la cote 319 au moulin d'Arcine le Rhône recoupe obliquement le flanc inverse étiré et laminé, peut-être même rompu, et trouve donc une fois de plus des conditions structurales favorables qui lui permettent de s'échapper définitivement de l'anticlinal et d'entrer dans la Michaille.

7° Style du Molard de Don et du Bas Bugey.

Il nous reste à caractériser le style tectonique de la partie Sud du Jura méridional, dont on peut fixer en gros la limite Nord à la cluse des Hôpitaux entre Ambérieu et Virieu-le-Grand et dont il faut exclure, à l'Est, les marges savoyardes (anticlinal de la Charvaz — Mont du Chat — Epine et synclinal de Yenne et Novalaise) qui sont sous la dépendance d'un régime tectonique spécial (fig. 1).

Remarquons d'abord que lorsque nous parlons du style du Molard de Don nous donnons à ce terme une signification plus étendue que celle qu'il possède dans la toponymie : il s'agit de toute la zone montagneuse comprise entre le Bas-Bugey et la vallée du Rhône de Brégnier-Cordon à Lagnieu : Molard de Don proprement dit, Massif de Portes, Taintainet et Montagne de St-Benoit.

On peut se demander aussi pourquoi séparer cette zone du Bugey occidental du faisceau Orgelet-Poncin-Ambérieu déjà étudié. Certains aspects sont en effet identiques à première vue de part et d'autre de la cluse des Hôpitaux, en particulier la fréquence des failles et la présence de nombreux monoclinaux encadrés par ces frac-

tures. Cependant la cluse de l'Albarine n'est pas une coupure arbitraire et il y a réellement un changement de régime tectonique au Sud de cette gorge : on n'observe plus ici de compartiments aussi étroits, de « lanières » pour employer le terme de M. Glangeaud ; les failles sont moins nombreuses qu'au Nord de Saint-Rambert ; enfin les monoclinaux sont moins rigides et les poussées tangentielles et les plis sont plus apparents entre les dislocations qui passent parfois aux plis-failles : cela est surtout vrai pour le massif de Portes qui subit peut-être l'influence des chevauchements tout proches de la région d'Ambérieu-Vaux Févroux (21).

Cette étude de détail nous amènera aussi à montrer les différences qui existent entre le massif de Portes et le reste de la bande montagneuse qui s'étend entre le Bas-Bugey et la vallée du Rhône : l'originalité tectonique du massif de Portes réside dans l'allure du socle qui est un dôme faillé avec clef de voûte assez proche de la bordure occidentale et non pas un bloc basculé vers l'Ouest comme le Molard de Don, dans la diminution sensible du nombre de compartiments faillés, enfin dans le style plus énergiquement plissé. Aussi ce massif occupe-t-il une place à part dans l'ensemble de la bordure Sud-Ouest du Jura et, si certains aspects du style tectonique que nous allons essayer de définir peuvent s'appliquer à ce massif, il n'en est pas de même pour d'autres.

Enfin, si nous avons réuni sous une seule rubrique le style du Molard de Don et celui du Bas-Bugey alors que dans le relief, l'altitude, la tradition historique et la vie rurale, ces deux régions présentent entre elles des contrastes assez marqués, c'est qu'en dépit des différences d'altitude ces deux ensembles, bordure montagneuse Sud-Ouest et Bas-Bugey, reposent sur un bâti structural identique. Celui-ci est caractérisé d'abord par la prédominance des jeux de blocs sur les plissements de la couverture qui ne paraissent qu'accessoires, et ensuite par la répétition constante de mouvements de bascule soit vers l'Est soit vers l'Ouest, qui constituent comme le leitmotiv de la tectonique de cette partie méridionale du Jura. La seule différence qui existe entre ces deux ensembles est que l'un est soulevé et que l'autre est en majeure partie effondré, mais en majeure partie seulement, puisqu'à l'Est du Bas Bugey se dressent les blocs soulevés et basculés de Marignieu, de Parves et du Mont Tournier : c'est pour rappeler tout de même cette différence que nous distinguerons, à l'intérieur de ce régime tectonique, le style du Molard de Don et celui du Bas-Bugey, séparés par un grand accident que nous examinerons.

Nous ne ferons d'ailleurs que donner ici les traits caractéristiques de la tectonique. On trouvera les études détaillées au début des chapitres traitant du relief et plus spécialement de la morphologie antépliocène du Bas-Bugey et du Molard de Don. Dans une région où maints aspects du relief et de l'évolution morphologique sont encore, plus qu'ailleurs, nous le verrons, étroitement liés à la

(21) Cf. 2^e partie. Chap. VII - II.

tectonique de blocs rigides et basculés, il ne nous a pas paru possible en effet de dissocier l'examen de la structure et l'étude du relief.

a) *Le Molard de Don et ses annexes méridionales*

C'est dans le Molard de Don que M. Cholley, le premier à notre connaissance, a mis en évidence le rôle joué par le socle hercynien dans la tectonique jurassienne [90, 91]. Sans doute savait-on déjà que l'île Crémieu toute proche constituait un môle basculé vers l'Est et recouvert d'une mince couverture sédimentaire (le granit pointe sur la bordure Sud-Est) et appartenait en fait à une zone de structure hercynienne. Mais bien avant que les géologues jurassiens ne mettent l'accent sur le rôle des dislocations profondes et des jeux de compartiments du socle, M. Cholley a montré que le soubassement hercynien, peu éloigné et fracturé, commandait les traits majeurs de la tectonique du Jura méridional. Il a insisté sur la minceur de la couverture sédimentaire qui laisse aisément transparaître les bouleversements survenus dans le socle sous-jacent : les failles et les flexures visibles en surface sont directement en rapport avec les fractures profondes le long desquelles les blocs jouent les uns par rapport aux autres, et les plis anticlinaux et synclinaux ne sont que les échos affaiblis des mouvements de surrection et d'affaissement du socle dans une croûte de terrains secondaires qui a essayé de refléter ces mouvements en se ployant, mais dont le plissement a pour ainsi dire « raté » en raison de sa minceur.

Le Molard de Don offre un des meilleurs exemples de ces compartiments de la structure hercynienne disloqué par failles, soulevé et basculé, où les plis apparaissent comme des accidents secondaires (fig. 14 et 20, ph. 12) : vu de la plaine de Lyon, le Molard donne à qui le contemple l'impression d'un massif ancien. Il s'agit dans l'ensemble d'une lourde masse dissymétrique, brutalement soulevée à l'Est au-dessus du bassin de Belley et basculée vers l'Ouest où le versant est beaucoup plus long et en pente plus douce. Ce bloc basculé n'est pas sans évoquer celui du Retord dans le Haut-Bugey oriental ; mais ici le mouvement de bascule est plus accentué. On remarque aussi que non seulement la surrection a été bien plus considérable que pour le bloc de l'île Crémieu, qui a été fort peu soulevé, mais que le Molard est basculé vers l'Ouest alors que le plateau de l'île Crémieu s'incline vers l'Est ; ainsi se trouvait réalisée la gouttière qui a accueilli le Rhône après le coude de Brégnier-Cordon.

Dans le détail le compartiment du Molard — essentiellement sur le flanc Ouest — offre des complications tectoniques, des failles surtout, qui déterminent, à l'intérieur de ce bloc soulevé et lui-même cerné de fractures, de petits horsts et fossés secondaires en général à peine esquissés d'ailleurs (fig. 2). On y rencontre aussi des plis ou plus exactement des ondulations à grand rayon de courbure : l'une au sommet, comprenant l'anticlinal de la combe du Molard et le synclinal d'Innimont ; une autre au centre dans le prolongement du Taintinet, représentée essentiellement par les anticlinaux de Marchamp-Lompnaz et de Vercraz ; la troisième près de la gouttière du Rhône, en bordure de laquelle on peut distinguer l'anticlinal

de Virisieu et le synclinal de Millieu. Ces ondulations sont hachées par des failles dont les principales sont des failles inverses dont le regard est tourné vers l'Ouest et le dispositif tectonique se présente comme une série de monoclinaux plus ou moins plissés, séparés par des fractures et dont les pendages sont en sens inverse de la montée générale des lignes du relief.

Vers le Sud, au delà du Signal de Tantainet, le dispositif tectonique subit une modification de détail : dans la région du lac de Crotel le monoclinal qui fait affleurer tous les étages du Kimeridgien au Bathonien moyen est à pendage vers l'Ouest et non plus vers l'Est, c'est-à-dire dans le même sens que la pente générale du bloc basculé qui, lui, reste toujours incliné de l'Est vers l'Ouest. Aussi l'érosion a-t-elle tiré parti de ce dispositif favorable pour abaisser considérablement ce secteur de la bordure montagneuse. Plus au Sud, enfin, dans la Montagne de Saint-Benoît, le régime de bloc basculé tend à se transformer en un lourd anticlinal de Jurasique supérieur et la dissymétrie des versants disparaît à peu près complètement.

b) La limite tectonique du Haut et du Bas-Bugey

C'est un accident majeur qui sépare le Molard de Don et le bassin de Belley, au moins entre Collomieu et le Nord de Saint-Germain-les-Paroisses, et plus généralement le Haut et le Bas-Bugey. Il y a là en effet un grand versant traduisant une dénivellation qui atteint parfois plus de 500 m. Ce versant semble correspondre à une grande flexure qui, de Collomieu à Culoz, en passant par Saint-Germain-les-Paroisses, la région du tunnel de Manicle, Virieu-le-Grand, Tallisieu et Béon, recoupe obliquement tous les plis (22). En réalité, quand on l'examine de plus près on s'aperçoit que cet accident est assez complexe. Tantôt il s'agit de la retombée, brutale, du pli anticlinal ou plutôt du bloc soulevé : c'est le cas à l'Ouest de Collomieu et de Contrevoz (fig. 15) ; tantôt l'accident coïncide avec un abaissement subit, accompagné d'un genou très visible, dans l'axe même de l'anticlinal (fig. 14 et 20) : c'est ce que l'on constate pour l'anticlinal du Molard de Don au Nord-Ouest de Saint-Germain-les-Paroisses, pour l'anticlinal de la Forêt de Cormaranche, dont le genou terminal est très spectaculaire pour qui le contemple depuis la gare de Virieu-le-Grand (ph. 6), et pour le pli du Grand Colombier, où le Bathonien passe de 1.200 à 400 m. en un peu plus d'un kilomètre. Enfin, des failles ont joué aussi leur rôle.

Il est probable que cet accident majeur, qui est en général transversal à la direction habituelle des plis dans la région, traduit en surface une dislocation profonde du socle, ce qui justifie pleinement la distinction que l'on fait ordinairement entre le Haut et le Bas-Bugey.

(22) Cf. les cartes géologiques de Nantua et Chambéry.

c) *Le Bas-Bugey*

A l'Est de cet accident majeur s'étend le Bas-Bugey (fig. 1, ph. 7). Nous avons déjà vu que son régime tectonique ne différerait pas essentiellement de celui de la bordure montagneuse occidentale qui le sépare de la vallée du Rhône. Mais outre quelques différences de détail le Bas-Bugey, comme son nom l'indique, se distingue de cette bordure Ouest en ce qu'il est une zone effondrée dans laquelle même les « chaînons » de Marignieu et de Parves ne font figure que de boursouflures à côté du Molard de Don ; seul le bloc anticlinal du Mont Tournier est plus exalté, sans atteindre cependant, et de loin, l'altitude du Molard. En outre, comme il s'agit d'une zone d'affaissement, le Crétacé a été conservé sur de grandes surfaces au contraire de ce qui se passe dans le Molard de Don. Les étages durs du Valanginien et de l'Urgonien constituent ici la plupart des sommets tandis que — autre différence avec le Molard de Don (23) — les creux sont encore garnis de molasse dans laquelle sont modelées des collines riantes, cultivées et habitées. Aussi le Bas-Bugey possède-t-il néanmoins une certaine originalité tectonique. Là aussi, nous ne ferons que donner les caractères généraux du style tectonique de ce secteur, renvoyant pour les descriptions détaillées des dispositifs structuraux aux études consacrées à l'évolution morphologique anté-pliocène (24).

C'est donc un compartiment dans l'ensemble effondré, en contrebas du bloc soulevé du Molard de Don. Il semble même que ce soit une région qui ait connu un affaissement progressif depuis une époque très reculée, depuis le Crétacé, car on y observe depuis la fin du Secondaire une épaisseur croissante des dépôts. Le Bas-Bugey a subi l'influence des jeux du socle et est un peu analogue à ce qu'est le Valromey et surtout la Michaille ; ce serait en somme une compensation par jeu de blocs, au niveau du socle profond, à la surrection du compartiment du Molard de Don et du Taintinet. Cela n'exclut pas, comme nous allons le voir, l'existence de horsts locaux à l'intérieur de cette zone d'effondrement.

Si l'influence des jeux de blocs est ainsi sensible, le Bas-Bugey constitue néanmoins une zone de structure plissée. On peut y distinguer en gros de l'Ouest à l'Est (fig. 14, 15, 17) : l'anticlinal fracturé et complexe de Collomieu, le synclinal de Belley, garni de molasse vindobonienne dans la partie Sud et dissymétrique, le flanc occidental remontant normalement vers l'Ouest tandis que le flanc oriental se termine brutalement par un accident très important, une faille à très grand rejet, qui met en contact le Lias et le Néocomien et même le Lias et la molasse burdigalienne, enfin une zone anticlinale dissymétrique aussi, à pendage oriental, dans laquelle on doit distinguer, au Nord de la cluse du Lit-au-Roi, les monoclinaux, érodés jusqu'au Lias, de la « chaîne » de Marignieu et, au Sud de cette cluse, les anticlinaux crétacés de la Montagne de Parves et du Mont

(23) La molasse n'a été conservée que sur la bordure occidentale du Molard entre Lhuis et Saint-Benoît.

(24) Cf. 2^e partie, chap. 7.

Tournier. M. Cholley inclut aussi dans la zone tectonique du Bas-Bugey le synclinal de Yenne et Novalaise ; il nous semble cependant plus légitime de le rattacher à l'anticlinal très exalté et violemment plissé de l'Epine - Mont du Chat et de le ranger ainsi dans les plis de la bordure orientale du Jura dont nous avons examiné, plus haut, le style (25). Il constitue en effet un type de synclinal plus étroit qui ne ressemble pas aux larges synclinaux à fond de baquet des régions situées plus à l'Ouest et qui est proche au contraire des synclinaux préalpins. C'est à tout le moins une zone de transition entre le régime du Bas-Bugey et celui des marges savoyardes plus vigoureusement plissées.

Nous sommes donc en présence d'une zone de structure plissée. Mais il s'agit d'un plissement assez particulier dont le trait caractéristique est constitué par la dissymétrie des formes et des accidents de la structure. L'anticlinal de Parves-Mont Tournier offre un bon exemple de ce type de structure (fig. 16, 17, 19). Ces deux voûtes crétacées se terminent au-dessus du bassin de Belley et de la vallée du Rhône au Sud de La Balme par un escarpement élevé qui tranche le Jurassique, tandis qu'elles s'abaissent en pente douce, vers l'Est, suivant le pendage régulier des couches, ainsi que l'on peut s'en rendre compte dans la coupe naturelle ouverte par la cluse de Pierre-Châtel. C'est l'escarpement occidental qui constitue le trait essentiel ; il correspond au seul accident tectonique important, à savoir une grande flexure qui affecte les terrains secondaires entre les synclinaux de Belley et de Yenne-Novalaise et qui, plutôt qu'un anticlinal, caractérise cette zone intermédiaire entre les deux ondulations en creux. Par endroits cette flexure passe à la faille, ainsi au Nord-Est sur la bordure occidentale de la « chaîne » de Marignieu et au Sud le long du chaînon de Saint-Béron-La Bridoire que nous examinerons en détail (26). Ces caractères originaux se retrouvent à l'Ouest du bassin de Belley dans l'anticlinal apparent de Collomieu, où les terrains remontent vers l'Ouest jusqu'à une fracture qui détermine, au pied du Molard de Don, l'apparition d'un petit fossé dans lequel est conservé le Crétacé. Dans ce dispositif tectonique c'est dans la partie orientale de chaque unité, au pied de la flexure ou de la faille, que le compartiment déprimé atteint sa plus grande profondeur : c'est là aussi (synclinal de Belley) que sont conservés les sédiments tertiaires et que l'on trouve la série la plus complète de terrains.

Ainsi les plissements dans le Bas-Bugey ne constituent pas un type simple. Il s'agit d'une succession de mouvements de bascule qui ont incliné vers l'Est le flanc occidental de chaque compartiment synclinal tandis que les couches se trouvaient fortement relevées vers l'Est dans le flanc oriental des compartiments ; c'est l'exagération de ce mouvement de bascule, autant qu'un véritable plissement dû à des poussées tangentielles, qui a engendré les flexures et, à la limite, les failles. Nous sommes donc en présence d'une série

(25) Cf. 1^{re} partie, chap. 2, B. 6°.

(26) Cf. 2^e partie, Chap. 4.



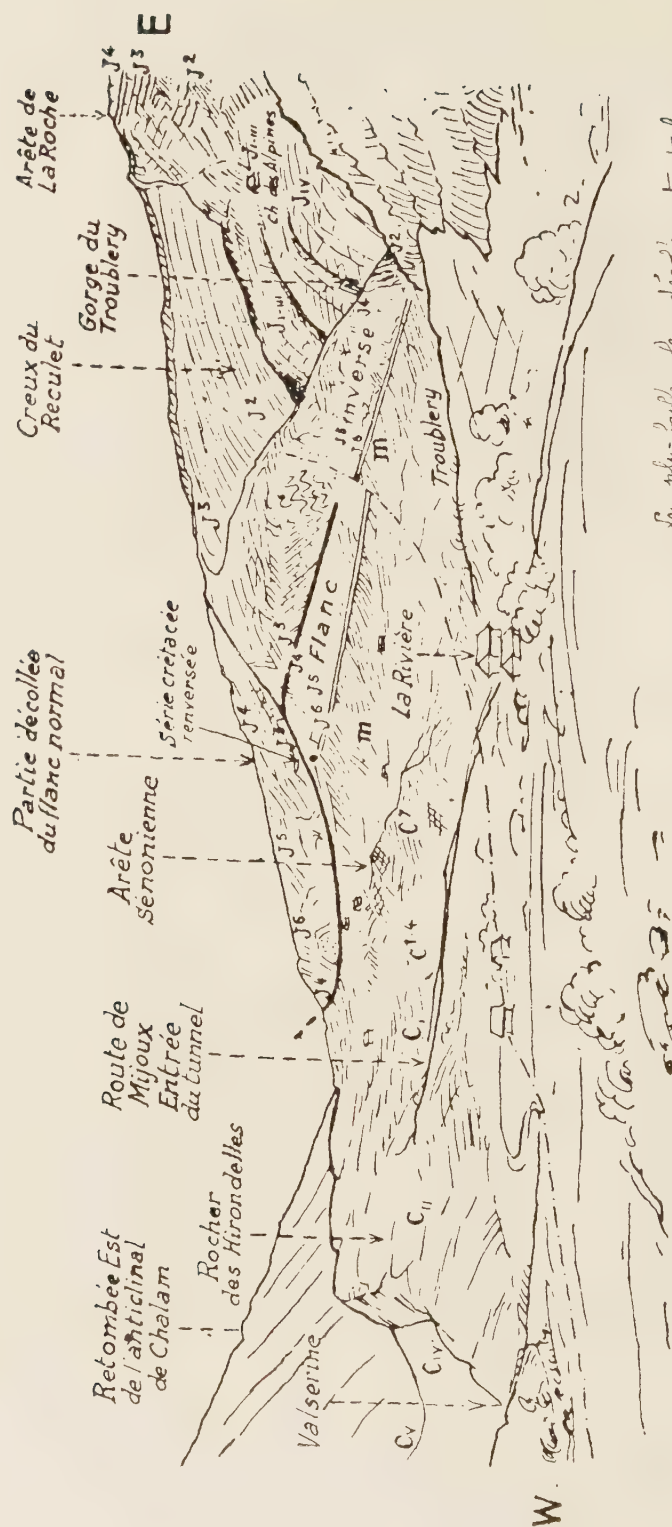
Photo 5

Vue prise du Petit Mont Rond, vers le Nord-Nord-Est. Décalage de près d'un kilomètre entre le crêt rauracien du Petit Mont Rond au premier plan et le même crêt rauracien du Turet au-delà de la coupure du col marquant le décrochement vers l'Est. A l'arrière plan, aplanissements karstiques de la forêt de Disse et grand versant dominant le Riamont et la plaine de Divonne.



Photo 6

Le contact du Haut-Bugey et du Bas-Bugey aux environs de Virieu-le-Grand. Grande flexure recoupant les plis et séparant une zone soulevée et une zone effondrée. Au premier plan, plaine marécageuse de l'Arène. Au-delà, moraines latérales « en salière », à l'Ouest de Virieu. Puis vallée supérieure de l'Arène et Montagne de la Forêt de Gervais, avec l'abaissement d'axe en genou très visible à droite.



Le pli-faïlle, le décollement et le
chevauchement de La Rivière, vu du Sud
— J — coupe ci-dessus

Dessin de M. H. Vincienne

--- Surface de chevauchement par décollement
— Ligne de décollement
===== Surface de chevauchement du pli-faïlle

Fig. 10. — Le pli-faïlle, le décollement et le chevauchement de La Rivière, vu du Sud (cf. coupes ci-dessus). Dessin de M. H. Vincienne.

de compartiments synclinaux basculés séparés l'un de l'autre par de grandes flexures anticlinales.

On peut en conclure que l'influence du socle profond se fait sentir non seulement dans le dispositif d'ensemble du Molard de Don et du Bas-Bugey, mais aussi dans le détail de la tectonique. Ces flexures ou failles et ces compartiments synclinaux basculés ne sont probablement que l'écho des dislocations profondes qui affectent le soubassement hercynien masqué par une couverture relativement mince de terrains secondaires et tertiaires. Ils offrent en somme, à une échelle réduite, un dispositif analogue à celui qui caractérise le bloc soulevé et basculé du Molard de Don ou, mieux encore, le compartiment de l'Île Crémieu qui, comme eux, est basculé vers l'Est. Toutefois cette influence du socle se heurte, ou plutôt se combine à l'action des poussées tangentielles qui ont fait onduler, sinon vraiment plisser, la couverture : l'écho des jeux de compartiments profonds est seulement moins affaibli et l'influence du soubassement plus sensible que dans le Haut-Bugey central, au nord de la cluse des Hôpitaux. On retrouve ici le trait essentiel de la tectonique du Jura méridional : la combinaison des actions du socle profond et des poussées tangentielles dont l'efficacité respective fait toute la variété des styles tectoniques.

DEUXIÈME PARTIE

L'ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE
ANTÉ-PLIOCÈNE

Il existe deux types de morphologie dans le Jura méridional : une morphologie structurale, qui est encore très proche de la structure à qui elle doit la majeure partie de ses aspects, et une morphologie d'érosion dans laquelle les influences structurales sont déjà estompées, sinon même complètement oblitérées, et qui est en partie une morphologie climatique. Cette distinction n'est pas propre au Jura. Mais ce qui constitue ici le fait essentiel et donne son originalité au Jura méridional c'est que, s'il existe de nombreuses formes structurales dans le relief de détail, l'aspect morphologique d'ensemble ne révèle plus qu'assez rarement l'influence de la structure, à l'exception des lignes directrices du relief qui dépendent encore étroitement de la tectonique. Certes, dans l'immense majorité des cas, les sommets correspondent aux anticlinaux, et le val synclinal est une forme très répandue dans le Bugey. Mais, à y regarder de plus près, il est peu de monts qui n'aient pas été rabotés par l'érosion, et, sur les blocs soulevés les couches sont tranchées en biseau par la surface topographique. En outre, dans cette zone réputée tout entière plissée, il existe des plateaux assez amples et des surfaces d'érosion souvent étendues, sans que l'on puisse toutefois parler ici de pénéplaines en raison du caractère inachevé de ces aplanissements.

Nous examinerons dans un premier chapitre les principales formes du relief qui sont sous la dépendance étroite de la tectonique et de la structure, en réservant pour un développement ultérieur (1) l'étude de la genèse de certaines de ces formes. Nous consacrerons ensuite l'essentiel de cette seconde partie à la description et, si possible, à l'explication et à la datation des aplanissements qui occupent une place considérable sur les sommets et les blocs basculés et qui, ayant commencé à être façonnés à une époque très reculée, antérieure aux bouleversements pontiens, s'opposent aux replats cycliques pliocènes et aux terrasses quaternaires que l'on observe sur les versants et dans le fond des vallées.

(1) Cf. 3^e partie, Chap. VIII.

CHAPITRE I

LES FORMES DU RELIEF D'ORIGINE TECTONIQUE ET STRUCTURALE

Parmi les formes du relief qui sont encore proches des données de la structure, nous distinguerons celles qui dépendent plutôt de l'architecture d'ensemble, de la tectonique, et celles qui sont plus étroitement liées à l'agencement local et à la différence de dureté des terrains.

A. — LES FORMES DU RELIEF D'ORIGINE TECTONIQUE

L'influence de la tectonique s'est exercée de diverses manières sur la morphologie. Si la tectonique a influencé les altitudes des monts — ce qui est évident — et les lignes directrices du relief, elle a souvent eu aussi une action déterminante sur le relief de détail et sur l'établissement et l'orientation du réseau hydrographique.

1° *Influence de la tectonique sur les altitudes.*

Il arrive fréquemment qu'à un pli exalté, s'il n'est pas trop ancien pour avoir donné prise à une érosion prolongée, correspond une chaîne d'altitude élevée. Nous pourrions citer maints exemples de ce parallélisme entre des anticlinaux très exaltés et des monts élevés. Contentons-nous de mentionner le contraste, très frappant parce qu'affectant des montagnes très voisines, qui existe entre le Grand Colombier et le Gros Foug de part et d'autre du val du Rhône. A l'Ouest du fleuve, une haute montagne (1.548 m.), avec de grands versants, qui correspond à un anticlinal complexe, à double déversement, dont l'axe est très élevé, à l'Est une voûte surbaissée, qui dépasse à peine 1.000 m., à peine égratignée par l'érosion et qui est calquée sur un anticlinal peu exalté, probablement assez récent et qui d'ailleurs disparaît péricleinalement tout près de là vers le Nord dans la Montagne des Princes.

En outre, les plissements une fois formés ont été affectés en certains endroits par un soulèvement qui, comme nous l'avons vu (1),

(1) Cf. 1^{re} partie, Chap. II - A.

traduit en surface des jeux de compensation des blocs au niveau du socle profond : il en est ainsi de la haute chaîne du Reculet-Crédoz. Mais il semble que d'autres chaînes situées plus à l'Ouest dans la moitié orientale du Haut-Bugey, aient subi une surrection de cette nature, notamment le Grand Colombier et la bordure orientale du plateau des Molunes (Crêt Chalam) qui dépassent 1.500 m. et dominent de loin les autres sommets du Bugey. La tectonique a donc ici exercé une influence directe sur l'altitude de ces monts.

2° Influence de la tectonique sur les lignes directrices du relief.

Parmi les accidents tectoniques qui ont déterminé plus ou moins directement les aspects du relief il faut ranger d'abord les changements brusques d'orientation, les torsions et rebroussements présentés par les axes des plis (fig. 2). La haute chaîne du Reculet-Crédoz change brusquement de direction à hauteur de Menthrières et Farges, comme l'axe de l'anticlinal sur lequel elle est calquée, passant de l'orientation N.-E./S.-W à la direction N.-N.W/S.-S.E. La cluse composée de Nantua à Châtillon-de-Michaille offre un type encore plus complexe de ce genre de phénomènes tectoniques (fig. 24). Son creusement a été facilité par toute une série d'étirements, de torsions et en même temps d'abaissements d'axes qui constituaient, de part et d'autres de Saint-Germain-de-Joux, une zone de moindre résistance, un défaut de la cuirasse dont l'érosion a su tirer parti. M. de Margerie a insisté [44] sur cette inflexion générale des plis entre Charix et Montanges. Au Sud de la cluse, ils sont infléchis vers l'Est/Nord-Est, et, au Nord, reprennent leur orientation primitive à peu près Sud/Nord. On observe en même temps un étrangement, ou serrée transversale, de ces plis qui affecte tout le faisceau Cormaranche-Le Poizat-Beauregard (prolongement de l'anticlinal du Colombier). Les plis sont comme écrasés les uns contre les autres et considérablement réduits en largeur : tel est le cas de l'anticlinal de Beauregard qui, large de 2 km. environ sur le Retord, se réduit à une bande de 300 m. environ vers La Crotte, dans la cluse de la Semine. Ce rebroussement, qui est peut-être dû au retard de translation vers l'Ouest du massif situé au Nord de la cluse, ou même à son glissement vers l'Est, coïncide avec une ligne de points bas des surfaces structurales. Des phénomènes du même genre, quoique moins accentués, peuvent être observés au débouché oriental de la cluse composée des Hôpitaux, vers Culoz et Virieu-le-Grand.

Les décrochements ont eux aussi fortement marqué de leur empreinte les traits d'ensemble du relief. La cluse de Morez, ouverte sur l'emplacement d'un des plus importants décrochements du Jura tout entier, constitue un exemple célèbre. Il en est bien d'autres dans le Jura méridional. Nous avons déjà longuement examiné le grand décrochement de La Faucille (2). Non seulement il a de toute évidence favorisé le creusement de cette brèche, la seule utilisée par une route entre la Dole et la coupure du Rhône à Fort-l'Ecluse, mais encore il a déterminé une avancée de la haute chaîne vers l'Est,

(2) Cf. 1^{re} partie, Chap. II - B.

au Nord du col. Les éperons rocheux sont décalés de façon très visible d'environ un kilomètre, par exemple le signal de Turet par rapport au Petit Mont Rond (ph. 5). Cette avancée vers l'Est cesse toutefois brusquement à hauteur du col de Saint-Cergue sur le passage d'un autre important décrochement: on peut ainsi considérer toute la partie de la haute chaîne orientale comprise entre le col de Saint-Cergue et le col de la Faucille comme constituant un bloc ayant subi un transfert vers l'Est entre deux décrochements horizontaux. La tectonique ne peut pas influencer de façon plus directe l'allure d'ensemble du relief. Nous avons vu que, dans la même région, la cluse étroite du Journans aux Portes Sarrazines (Ouest de Gex) avait été fixée non seulement par une faille mais par un décrochement horizontal qui décale les terrains de part et d'autre du ravin.

D'autres accidents majeurs de la tectonique, tels que les grandes fractures, flexures, ou contacts anormaux de type pli-chevauchant, se sont, eux aussi, traduits de façon directe dans le relief. Il s'agit d'abord des accidents qui séparent les blocs soulevés des blocs effondrés, tels ceux que l'on observe entre le Retord et la Michaille (fig. 24 et 25) et entre le Molard de Don et le bassin de Belley (fig. 20). L'un et l'autre ont donné naissance à de grands versants dont la dénivellation atteint plus de 900 m. pour le Retord et plus de 700 m. pour le Molard de Don. Il s'agit aussi des bordures elles-mêmes du Jura méridional, à l'Est comme à l'Ouest, qui sont évidemment sous la dépendance étroite des grands accidents tectoniques, anticlinaux très exaltés ou plis faillés avec chevauchement et fragmentation longitudinale comme c'est le cas vers Coligny et entre Jujurieux et Ambérieu: comme l'a noté M. Journaux [109] le Revermont constitue une bordure tectonique qui s'enlève d'un seul jet au-dessus de la Bresse par des pentes très raides. Seule la tectonique peut expliquer cette brutale surrection de la chaîne.

Il faut ajouter, comme facteur influant de façon décisive sur les caractères généraux du relief, les accidents spéciaux qui affectent les axes des plis. Il y a d'abord les abaissements d'axes des anticlinaux qui déterminent tout naturellement des ensembles de la montagne et souvent de véritables cols: le large col de la Lèbe ouvert dans la chaîne de Cormaranche-Planachat, par exemple. Il faut mentionner ensuite les terminaisons périclinales des anticlinaux qui se traduisent fidèlement dans le relief par une retombée très régulière des chaînes dont les pentes s'abaissent de tous les côtés, l'exemple le plus caractéristique étant celui de l'extrémité Nord de la Montagne des Princes (fig. 2).

Un accident tectonique très original et très fréquent dans le Bugey se reflète de façon très visible dans le relief: souvent l'anticlinal se divise brusquement et se dédouble: une moitié de la voûte peut subsister longtemps tandis que l'autre disparaît en profondeur et reparaît parfois plus loin. C'est ce qui arrive au Reculet-Crédoz dont le Vuache prolonge la moitié orientale tandis que la moitié occidentale effondrée reparaît plus au Sud dans le mont de Musièges (3); le relief traduit donc ici exactement le dispositif tec-

(3) Cf. 1^{re} partie, Chap. II - B.

tonique. En outre, entre les deux moitiés des voûtes, se constituent des formes particulières du relief, telles que le cirque de Longeray décrit par Schardt (4). Parfois enfin les deux moitiés de la voûte dédoublée continuent sur une distance faible, puis disparaissent brusquement: il en est ainsi à l'extrémité Sud de la chaîne de l'Epine. Les synclinaux sont affectés par des accidents de même nature: ils présentent souvent une forme amygdaloïde et se terminent en pointe aux deux extrémités, ce qui explique la forme losangique de certains vaux, comme celui de Brénod-Hauteville.

3° Influence de la tectonique sur le relief de détail (5).

D'autres accidents plus restreints en intensité et en étendue, se retrouvent en maints endroits dans le relief de détail.

On rencontre d'abord de raides talus qui ne sont autres que des escarpements de faille rajeunis. Il en est ainsi, dans la zone du massif de Portes où prédominent les dislocations verticales: escarpements de Talaboïs-Bouis-Villebois qui bordent au Sud-Ouest le plateau de Souclin-Soudon (le Bajocien apparaît en effet à Bouis et à Soudon séparé par une dénivellation de 250 m.), talus très raide qui domine cette fois Souclin et Soudon et par lequel on accède au plateau du Signal de Souclin (fig. 21, ph. 17). De même, dans la cluse des Hôpitaux, la faille transversale à rejet appréciable orientée N.-N.W./S.-S.E. qui apparaît à l'Ouest de La Burbanche détermine dans le relief le creusement d'un cirque et l'apparition d'un escarpement qui domine à l'Ouest les Celliers de Montmeilland (ph. 23).

Ailleurs, le talus correspond non plus à une simple faille verticale, mais à un contact anormal oblique, pli-faille avec plan de chevauchement: en ce cas le flanc inverse instable de l'anticlinal s'est effondré et a été détruit par l'érosion qui a sculpté des abrupts, ou au moins un versant très raide. Il en est ainsi du versant occidental très redressé du Mont du Chat qui correspond au flanc inverse effondré de cet anticlinal déversé vers l'Ouest: il y a là un pli-faille qui parfois passe à la flexure, par exemple au droit de Meyrieux et de Verthemex (fig. 19). Un grand contraste existe aussi entre les escarpements occidentaux du Grand-Crédoz (flanc inverse) et les pentes régulières du versant oriental (flanc normal) fig. 7).

Des complications locales plus grandes du plissement telles que ruptures d'axes anticlinaux accompagnées de dérapages des couches, décollements et recouvrement du synclinal voisin se lisent parfois de façon merveilleuse dans les moindres détails du relief. C'est ce qui arrive pour les accidents multiples que M. Vincienne a si bien mis en évidence [60] au Nord de La Rivière, hameau de Chézery, dans le flanc inverse du Reculet: les contacts anormaux oblique et subhorizontal et le lambeau de recouvrement apparaissent

(4) Schardt (H.), Etudes géologiques sur l'extrémité méridionale de la première chaîne du Jura. Chaîne du Reculet et du Vuache. — Bull. Soc. Vaudoise. Sc. Natur. 3^e série XXVII, 1891, p. 69-159.

(5) On pourra se reporter, pour tout ce qui suit, à la carte morphologique au 1/200.000.

très nettement dans le relief (fig. 9 et 10, ph. 3 (6)). En outre, le relief du versant oriental du Val Chézery, modelé dans des paquets de terrains effondrés, éboulés, aux pendages les plus divers, qui proviennent du flanc déversé de l'anticlinal du Reculet-Colomby, est sous la dépendance étroite de la tectonique tourmentée de ce secteur. Des faits du même genre apparaissent, avec une ampleur réduite toutefois, dans le Val Mijoux où le pied du versant Est est encombré par une masse d'éboulis qui proviennent eux aussi du flanc inverse de l'anticlinal du Colomby.

Parfois encore une ride tectonique locale et peu exaltée, surgissant sur une courte distance à travers les terrains plus récents, peut déterminer l'apparition de buttes qui par leurs pentes plus raides sculptées dans la roche en place dure, contrastent avec les molles ondulations façonnées dans les terrains souvent inconsistants de la couverture tertiaire et quaternaire. Il en est ainsi de la butte du Riamont et du plateau du Crêt Mourex constitués par du Jurassique et du Crétacé qui, à l'Est de la haute chaîne proprement dite, crèvent la couverture molassique et glaciaire au Nord de Gex. Il se peut même que les collines de Tuteigny et Pitegny, où seule la molasse affleure, correspondent elles aussi à une boursofflure du sousassement rocheux qui prolongerait la ride du Crêt Mourex (7).

Enfin, nous avons vu (8) que les couches superficielles crétacées des synclinaux en fond de baquet étaient affectées par de brusques plissements locaux dus à des ajustements post-tectoniques que M. Glangeaud a rangés sous la dénomination d'ensemble des phénomènes de « collapse structure ». Ces plissements localisés, quand ils ont fait réapparaître des niveaux durs (Valanginien ou Urgonien), ont parfois donné naissance à des buttes rocheuses aux versants raides, quoique peu élevées, qui font un contraste très net avec les croupes surbaissées modelées dans le Glaciaire ou les cailoutis pliocènes. Nous aurons l'occasion (9) de rencontrer de pareilles buttes dépendant de la tectonique locale dans la Combe du Val (région du Balmay et de Lantenay), et, dans le plateau-val de Brénod-Hauteville, notamment au Sud de Brénod et de Champdor (fig. 40). Dans le Valromey, le long de la route de Ruffieu à Hotonnes, le Valanginien dur, trouant brusquement les moraines, provoque l'apparition de petites rides aux versants raides qui surprennent au milieu d'une topographie si molle.

Par cette description, qui n'a rien d'exhaustif, on voit que le relief de détail peut être étroitement influencé par le dispositif des terrains.

4° Influence de la tectonique sur le réseau hydrographique.

Comme dans toutes les montagnes plissées dépourvues de nappes de charriages, le tracé et les orientations du réseau hydrographique ont été très souvent influencés par le dispositif tectonique et les

(6) Cf. 1^{re} Partie, Chap. II - B.

(7) Cf. 1^{re} Partie, Chap. II - B.

(8) Cf. 1^{re} Partie, Chap. II - A.

(9) Cf. 3^e Partie, Chap. V et 4^e Partie - A - Chap. II.

sollicitations de la structure. Les exemples d'adaptation des cours d'eau aux grandes lignes ou aux accidents mineurs de la tectonique sont innombrables dans le Sud du Jura. Nous ne pouvons qu'en citer quelques cas typiques.

Les torsions subies par les faisceaux de plis ont déterminé des zones de moindre résistance pour l'érosion et ont facilité par là le creusement et l'installation des cours d'eau. Nous avons déjà vu ainsi que le cours d'eau qui semble avoir creusé de bout en bout la cluse composée de Nantua avait profité de la torsion et de la compression si caractéristiques qui affectent les plis sur la ligne Les Neyrolles-Châtillon-de-Michaille et aussi des abaissements d'axes anticlinaux qui accompagnent ce rebroussement des plis.

Les décrochements, en créant des défauts dans la cuirasse des couches dures, ont favorisé et localisé pour leur part le tracé de nombreux torrents. A l'extrémité Nord de la région que nous étudions, la Bienne supérieure (qui prend le nom de Bief de la Chaille) suit à peu près le grand décrochement Nord/Sud qui décale vers le Nord-Est le Risoux par rapport à l'anticlinal du Revet, à l'Ouest de Morez; c'est grâce à lui qu'a été creusée la cluse de Morez qui ouvre avec la route nationale 5 Paris-Genève, un des plus importants passages à travers le Jura oriental.

On peut citer aussi l'exemple plus localisé du Journans dont la cluse à l'Ouest de Gex a été fixée non seulement par une faille verticale transversale, mais aussi par un décrochement horizontal. De part et d'autre de cette cluse très étroite (aux Portes Sarrazines la vallée se réduit à 4 m. de large environ) on constate que les couches ne se correspondent pas en plan: il y a ici un décrochement horizontal qui se traduit par une légère avancée vers l'Est de la région située au Sud du Journans. Ce sont ces accidents verticaux et horizontaux qui ont fixé le cours du Journans.

Parmi les facteurs tectoniques qui ont exercé une influence décisive sur le tracé du réseau hydrographique, les abaissements d'axes des plis désignaient en quelque sorte aux écoulements d'eau leurs chemins. Sauf en cas d'épigénie, glaciaire par exemple, les cours d'eau actuels sont localisés sur de tels abaissements. Contentons-nous de signaler le cas de l'Arvière, ruz sauvage descendu du Grand-Colombier, dont la demi-cluse a été favorisée par un ensellement très visible entre le chemin de Fromentel et celui de l'ancienne chartreuse d'Arvière, celui du Flumen dont le cours, entre les Moulins et Rochefort, a été lui aussi fixé de toute évidence par un abaissement de l'axe de la bosse anticlinale de Jurassique supérieur. Enfin à l'endroit où l'anticlinal du Crêt Chalam se raccorde au massif de Menchières, on voit les couches s'abaisser très fortement dans le sens Nord/Sud vers le thalweg actuel de la vallée de la Valsérine: le fait est bien visible dans les terrains du Jurassique supérieur et moyen qui sont ployés vers le lit de la rivière (ph. 27). Cet abaissement a évidemment beaucoup facilité le travail de la Valsérine et le creusement de la cluse des Isles, fixant très vraisemblablement l'emplacement de cette cluse.

Enfin, les dislocations ont influencé l'orientation du réseau hydrographique en guidant les cours d'eau ou en créant des fossés

où se rassemblent les eaux de ruissellement. Les failles inverses jouent bien entendu à cet égard un rôle décisif puisqu'elles déterminent des gouttières. Ce phénomène est très sensible sur le versant occidental du Molard de Don où les rivières ont un tracé en zig-zag, « scalariforme » comme le notait J.-B. Martin [113] en rapport avec de telles failles longitudinales qui hachent ce versant ouest du bloc basculé (fig. 14). On ne peut là non plus citer tous les exemples. Bornons-nous à mentionner le cours de la Caline, qui draine le versant Nord-Ouest du massif de Portes, notamment en amont de Conand où le cours de la rivière est visiblement guidé par une faille qui crée une zone de pendages des plus divers et par suite de moindre résistance (fig. 2). On peut aussi considérer que la Sandézanne (10), affluent de la Valserine qui se jette dans celle-ci au Sud/Sud-Est de Champfromier, a été guidée dans la section de son cours situé immédiatement en amont de l'usine à plâtre par une fracture : il s'agit de la faille à grand rejet orientée N.W./S.E. qui fait buter le Bathonien contre le Trias et qui se double d'ailleurs d'un décrochement horizontal. Ces accidents ont évidemment orienté le tracé de la Sandézanne et facilité le creusement de la cluse étroite (4 à 5 m. de large seulement en certains endroits) par laquelle ce torrent débouche sur le plateau du Ladaï.

B. — LES FORMES DU RELIEF D'ORIGINE STRUCTURALE

À côté des lignes directrices de la morphologie, du tracé du réseau hydrographique ou même d'aspects locaux du paysage qui sont étroitement influencés par le dispositif des terrains, par le bâti tectonique, il existe d'autres formes du relief qui sont plutôt sous la dépendance de l'agencement local des terrains et de leur superposition en couches dures et tendres et que l'on a coutume d'appeler formes structurales. Ce sont elles que nous allons envisager maintenant. Mais hâtons-nous de dire que la distinction avec les formes d'origine tectonique est parfois assez artificielle car le dispositif des terrains joue là aussi son rôle. En outre, comme nous essaierons de montrer plus loin (11) comment ces formes structurales se sont dégagées au cours du Pliocène, nous nous bornerons ici à un bref exposé.

On peut distinguer les formes structurales ou au moins sub-structurales, les formes dérivées de la structure et enfin les formes franchement inversées.

1° *Les formes structurales.*

Parmi les formes structurales il faut d'abord citer les vaux et les monts. On conviendra qu'il s'agit en même temps de formes tectoniques puisqu'ici le relief est calqué sur les synclinaux et anticlinaux. Les premiers reflètent dans leur forme d'ensemble le dispositif tectonique auquel ils correspondent, plus étroits quand le syncli-

(10) Carte de Nantua N.-E.

(11) Cf. 3^e Partie, Chap. VIII.

nal est relativement étroit, comme le val du Rhône au droit de Seysel, plus larges quand il s'agit d'un large synclinal en fond de baquet, tel le Valromey, de forme losangique enfin quand le synclinal présente cet aspect géométrique comme c'est le cas du synclinal de Brénod-Hauteville. Ajoutons aussi que les phénomènes de « collapse structure », plissements qui affectent les couches superficielles du Crétacé, se traduisent parfois dans le relief de détail par de petites buttes rocheuses, comme celles qui accidentent le fond du val de Brénod ou celui de la Combe du Val (fig. 28 et 40).

En revanche, il est rare que les voûtes anticlinales demeurent intactes. L'érosion, surtout karstique, les a plus ou moins entamées depuis le début du Pliocène et l'on a sous les yeux des formes substructurales, qui ne reflètent qu'en gros l'allure de l'anticlinal. Il est à peine besoin de dire que dans le cas d'anticlinaux dissymétriques seuls les flancs normaux ont été conservés; les flancs inverses ont disparu et cédé la place à de grands escarpements. Pourtant certains monts semblent particulièrement bien conservés. Il en est ainsi de la lourde bosse située à l'Ouest de Septmoncel (région de « Surles Grès »), qui correspond à un large anticlinal de Jurassique supérieur, et des monts de Montarquis et de Biolaz situés respectivement au Nord-Est et Nord-Ouest de Saint-Germain-de-Joux, qui sont calqués sur des anticlinaux de Portlandien, Kimeridgien et Astartien: on aperçoit néanmoins sur le sommet de ces monts de petits creux qui semblent être de légères morsures d'érosion karstique. Enfin, il faudrait mentionner le Gros Foug qui, quoiqu'ayant pour substratum un anticlinal un peu déversé vers l'Ouest, est une belle forme structurale remaniée seulement par le karst, une voûte à peine égratignée par l'érosion. Il faut remarquer que dans tous les cas cités les monts sont modelés sur des calcaires particulièrement fissurés (Jurassique supérieur et Urgonien) et que le karst les a pour ainsi dire immunisés.

Parmi les formes structurales ou substructurales, il faut aussi ranger les replats structuraux qui coïncident à peu près avec le plan stratigraphique supérieur d'une couche dure. On en trouve de nombreux exemples sur les versants des vallées et c'est ce qui rend si délicate la recherche de replats d'érosion et la reconstitution d'anciens fonds de vallées. On peut mentionner, entre des centaines d'exemples, le replat qui porte, à 790 m., le village même d'Echallon, au-dessus de la Semine: ce replat structural, cerné par de hauts escarpements de Portlandien et Kimeridgien, se distingue nettement de la longue banquette que l'on suit de Belleydoux jusqu'au Crêt, hameau d'Echallon (850 m.) et qui paraît constituer un replat d'érosion témoin d'un ancien fond de vallée de la Semine (12). L'extrémité méridionale du Valromey offre aussi des types de banquettes structurales, tel le plateau de 400 m. correspondant au Valanginien dur en partie déblayé de l'Hauterivien plus marneux qui se termine au Sud par un abrupt dominant Artemare et Talis-

(12) Cf. 3^e Partie, Chap. 2 - Cf. aussi la carte morphologique au 1/200.000 où les principales surfaces structurales ont été figurées.

sieu, que l'Arvière a scié en gorge tandis que le Séran, moins avancé dans son creusement, s'en échappe par une haute et belle cascade; au-dessus de Talissieu on voit ce plateau s'abaisser vers le Sud-Est, en suivant exactement le pendage des couches représentées ici par un niveau plus dur de l'Hauterivien (ph. 24). Il faut noter que ces replats structuraux ont pu parfois coïncider avec des écoulements fluviatiles pliocènes ou quaternaires, ce qui complique encore l'analyse morphologique.

Enfin, certaines parties des nombreux revers de crêts que l'on rencontre dans le Jura du Sud constituent des éléments de surfaces substructurales. Ceux-ci se rencontrent surtout immédiatement en arrière des crêts, là où la couche la plus dure a été encore à peine entamée par l'érosion. Il en est ainsi des parties les plus élevées de la Forêt Macretet qui dresse ses futaies d'épicéas sur le Rauracien-Séquanien à l'Est d'Oyonnax, en arrière des crêts de Roche de Chaux (fig. 31). Le revers de crêt de Bajocien qui, à l'Ouest de Blanaz, domine la gorge de la Caline, dans le massif de Portes et ceux de Rauracien situés au Nord et au-dessus de Conand rentrent aussi dans cette catégorie. On doit remarquer toutefois que ces revers de crêts structuraux sont assez rares, l'érosion ayant en général recoupé en biseau les différentes couches sous l'influence des nappes d'eau qui déferlaient vers les vallées au Pliocène et surtout au Quaternaire.

2° *Les formes dérivées de la structure.*

Les formes du relief qui dérivent plus ou moins directement de la structure, cluses, ruz, combes et crêts sont abondamment représentées. Il n'est besoin que d'évoquer les cluses nombreuses qui sont incorporées dans les longues cluses composées du Bugey et les cluses simples de l'Ain à l'Ouest de Poncin ou du Fier dans le « Val du Fier » à travers le Gros Foug. Quant aux combes, qu'elles soient médianes ou monoclinales, ces dernières très nombreuses dans le Jura méridional, il faut signaler qu'elles sont souvent bordées de dislocations, ce qui fait que les crêts constituent souvent en même temps des escarpements de faille. Tel est le cas des combes du Grand Colombier, de la Rochette dans la chaîne de Cormoranche-Planachat (fig. 40), du Poizat et de Très-la-Joux sur la bordure Nord-Ouest et Nord du plateau de Retord (fig. 32). Nous étudierons plus loin la genèse de ces formes dérivées (13).

On rencontre aussi à côté des crêts, de petites cuestas dans lesquelles les pendages des couches sont beaucoup moins accentués. Ce fait est d'ailleurs très rare et ne s'observe que dans le Bas-Bugey où les niveaux gréseux plus durs de la molasse burdigalienne qui encombre encore les dépressions ont parfois donné naissance à de pareilles cuestas peu élevées et à des dépressions monoclinales évitées dans des niveaux plus tendres. Il en est ainsi de la côte burdigalienne échancrée de percées conséquentes qui fait face au versant oriental du Mont Chaffaron, au Nord-Ouest de Novalaise [90] (fig. 16, ph. 11) et d'une petite cuesta également sculptée dans les

(13) Cf. 3° Partie, Chap. VIII.

grès burdigaliens qui domine une dépression subséquente déblayée dans les sables stampiens au contact de la terminaison périclinale de la Montagne des Princes, au Nord-Est de Seyssel (Haute-Savoie).

3° *Les formes inversées.*

Si les barres sont assez fréquentes dans les fonds des vaux (Brénod-Hauteville) ou sur les hauts plateaux (Retord et Molunes) (fig. 27), en revanche les synclinaux perchés sont très rares et leur apparition est liée à l'existence de conditions tectoniques et morphologiques spéciales. On peut citer cependant le plan d'Evosges, au-dessus de la cluse de l'Albarine, le synclinal perché d'Arnans - Tête Béguine dans le prolongement septentrional de la chaîne de Corent, en Revermont (fig. 33 et 34), enfin le Mont Fier qui domine la gorge de la Bienne et le plateau des Rousses. Là aussi, nous verrons plus loin (14) la genèse de ces formes.

(14) Cf. 3° Partie, Chap. VIII.

CHAPITRE II

LES SURFACES D'ÉROSION DÉMANTELÉES DES BORDURES OCCIDENTALE ET ORIENTALE

Nous allons maintenant nous attacher à décrire les aplanissements qui rabotent très souvent les sommets et les hauts plateaux et essayer d'expliquer leur genèse. Nous commencerons tout naturellement par examiner les surfaces d'érosion bien identifiées par des dépôts tertiaires que l'on rencontre surtout dans le Bas-Bugey et les dépressions des marges savoyardes où les lambeaux de molasse sont mieux conservés, en raison de la tendance à l'affaissement qui a toujours caractérisé ces régions. Nous aborderons ensuite l'étude des surfaces d'érosion du Haut-Bugey, en commençant par le massif du Molard de Don où l'on trouve encore un peu de tertiaire à l'Ouest, ce qui nous rapproche un peu des conditions offertes par le Bas-Bugey. Ailleurs, dans les contrées du Haut-Bugey qui sont à peu près entièrement dépourvues de dépôts tertiaires, nous serons réduits à raisonner par analogie avec ce que l'on trouve dans le Bas-Bugey, et la datation et l'identification des aplanissements seront évidemment beaucoup plus douteux (1).

Toutefois tous les lieux où l'on observe des dépôts tertiaires même caractéristiques n'offrent pas des surfaces d'érosion qui jouent un rôle réel dans le relief. Parmi ces surfaces identifiables, il en est en effet qui ont été incorporées dans le plissement pontien et tellement déformées qu'elles n'ont plus aucune signification morphologique. On rencontre de pareilles surfaces, très disloquées et redressées, d'abord sur la bordure Ouest du Revermont et du Bugey où elles se confondent parfois avec le versant occidental tectonique du dernier chaînon de la bordure. C'est ainsi que des dépôts aquitaniens d'origine continentale renfermant des brèches et des poudingues et qui constituent des indices d'une très vieille surface aquitanienne se rencontrent à Ceyzériat, dans le ravin de la Vallière, au Nord-Ouest et à l'Ouest de Journans, à Poncin, à l'Ouest de Chenavel (au Nord de Jujurieux), à l'est de Douvres et au Sud-

(1) Pour tout ce qui concerne l'étude des aplanissements, nous renvoyons à la carte morphologique au 1/200.000 hors-texte.

Est de Lagnieu. Mais la surface aquitanienne que ces dépôts jalonnent a été disloquée et démantelée par les bouleversements pontiens, et en particulier par le chevauchement du Jura sur la Bresse et la plaine d'Ambérieu. Il est clair qu'elle a disparu du relief actuel et qu'elle n'a plus aucune signification morphologique. Il en est de même pour une surface pontienne que les conglomérats pontiens d'Ambérieu et Bettant pourraient inciter à reconstituer.

Le même phénomène se reproduit sur la bordure orientale, dans les marges savoyardes du Bas-Bugey notamment. Nous verrons, en étudiant en détail la morphologie de la chaîne de l'Épine (2), que la surface aquitano-burdigalienne jalonnée par de nombreux dépôts caractéristiques (conglomérats près de la route de Novalaise au col de l'Épine) ne peut se retrouver dans le relief du versant Ouest qui correspond au flanc inverse de l'anticlinal et que si le versant Est, vers Villard Peron, correspond peut-être à la surface pré-burdigalienne, d'ailleurs remaniée par l'érosion glaciaire, cet ancien aplanissement est extrêmement redressé et retouché. Il en est de même pour la surface pré-burdigalienne qui existait sur l'emplacement du versant oriental du Mont de la Charvaz qui, vers l'abbaye de Hautecombe, domine de ses abrupts le lac du Bourget. On peut en dire autant des surfaces d'érosion aquitanienne et vindobonienne que des dépôts de rivage et des poudingues (vers Montagney et Motz notamment) permettent de reconnaître sur le versant occidental du Gros Foug mais qui ont été incorporées dans le plissement (anticlinal déversé vers l'Ouest) et qui ne se traduisent plus du tout dans le relief. En revanche, comme nous le verrons (3), il est probable que sur la terminaison Nord périnclinale de la Montagne des Princes où le plissement a été plus progressif et moins accentué, la surface aquitano-burdigalienne conserve une signification morphologique réelle et l'on peut à peu près l'identifier, seulement remaniée par les processus karstiques, avec le versant doucement incliné vers le Nord-Ouest, le Nord et le Nord-Est de la Montagne des Princes.

(2) Cf. 2^e Partie, Chap. V.

(3) Cf. 2^e Partie, Chap. VI.



Photo 7

Paysage typique du Bas-Bugey, vu du Château d'Hostel (Valromey). En contre-bas au centre, terrasse fluvio-glaciaire de Massignieu, entaillée par la vallée du Sérán à gauche. Au second plan, à gauche, retombée du Grand-Colombier sur Culoz ; au centre, surface aquitano-burdigalienne de Saint-Martin de Bavel ; à droite, cuestas alignés et aux sommets aplanis de la chaîne de Marignieu. A l'arrière plan Molard de Vions, chaîne du Landard-Charvaz, Col du Chat et Mont du Chat. Au fond, à gauche, escarpements du Gros Foug et Préalpes de Savoie.



Photo 8

Vue prise du Mont Landard vers l'Ouest sur la bordure orientale du bassin de Belley. Au-delà du Rhône, plaine fluvio-glaciaire des marais de Rochefort enserrée par les vallums morainiques de Charbonod à gauche, et Cressin à droite. Au-delà, cluse abandonnée du Lit-au-Roi, avec verrou rocheux. A gauche, terminaison Nord de la Montagne de Parves. A droite, « chaîne de Marignieu », dont on voit les cuestas orientales les plus élevées. Sur l'extrême droite, surface aquitano-burdigalienne très inclinée vers l'Est et récemment exhumée. Cette surface recoupe sous un angle appréciable la surface néogène, remaniée au pliocène, qui est tangente aux sommets. A l'arrière plan, de gauche à droite, le Taintinet, le Molard de Don (enneigé) et la montagne de la Forêt de Gervais.

CHAPITRE III

LES APLANISSEMENTS DU BAS-BUGEY

I. — LES TRAITS D'ENSEMBLE DE LA STRUCTURE ET DU RELIEF (1)

Les grandes lignes du relief de la région qui gravite autour de Belley sont dans une certaine mesure sous la dépendance de la structure et de la tectonique. Cette structure est caractérisée par l'abondance des terrains crétacés, non seulement dans les parties déprimées comme le Bassin de Belley, mais aussi sur les anticlinaux, comme la Montagne de Parves et le Mont Tournier. Elle se définit aussi par l'extension des dépôts tertiaires, molassiques, continentaux comme l'Aquitainien et une partie du Burdigalien, ou d'origine marine comme le Vindobonien, qui tapissent une assez grande étendue du bassin de Belley et du val de Novalaise. Enfin, il faut noter l'abondance des dépôts glaciaires et fluvio-glaciaires, très normale d'ailleurs dans une région déprimée proche des Alpes, envahie par le glacier du Rhône et ses nombreux diverticules. Tout cela dénote l'affaissement ancien et considérable d'une région qui n'a sans doute cessé de s'abaisser depuis le Crétacé, car l'on constate une épaisseur croissante des dépôts.

La tectonique est bien entendu plissée, comme dans le reste du Jura méridional : le synclinal de Belley est bordé de deux zones anticlinales, la zone de Collomieu à l'Ouest, la zone de Parves-Mont Tournier à l'Est (fig. 17), tandis que plus à l'Est, le synclinal régulier de Novalaise fait transition avec l'anticlinal plus marqué de l'Epine - Mont du Chat. Mais ces plissements ne se sont pas déroulés normalement ; ils sont hachés de dislocations importantes qui interrompent fréquemment leur régularité. Un trait caractérise cette tectonique : la dissymétrie des accidents structuraux. C'est ainsi que sur le flanc oriental de l'anticlinal de Parves - Mont Tournier les

-
- (1) Carte géologique au 1/80.000, feuille de Chambéry.
Carte topographique au 1/200.000, feuille de Grenoble.
Carte topographique au 1/80.000, feuille de Chambéry N.-O.,
N.-E. et S.-E.
Carte topographique au 1/50.000, feuilles de Belley et Chambéry.

terrains se relèvent régulièrement et les affleurements d'Urgonien, d'Hauterivien et de Valanginien présentent une largeur normale par rapport à l'épaisseur des couches. Il en est bien autrement sur le flanc occidental où les mêmes terrains n'affleurent que sur des zones très restreintes et sont comme étirés par une importante flexure. Tout se passe comme si l'anticlinal n'avait qu'une valeur accessoire et si les deux synclinaux de Novalaise et de Belley n'étaient séparés que par cette flexure. Par endroits même les couches n'ont pu se ployer tant a été forte la poussée tangentielle venue de l'Est: la flexure est passée à la faille, ainsi à l'Est à Chazey-Bon (fig. 14 et 15, ph. 7) faille des plus importantes puisqu'elle fait buter le Lias contre l'Urgonien et même parfois contre la molasse burdigalienne. Il en est de même pour l'anticlinal de Collomieu dont le flanc oriental remonte doucement, prolongeant le flanc Ouest du synclinal de Belley, tandis que sa retombée occidentale est rapide et même parfois a disparu, remplacée par deux failles qui mettent à peu de distance l'un de l'autre le Valanginien et le Bajocien: c'est le cas au Sud/Sud-Est de Conzieu. Ainsi le plissement n'est pas simple: partout l'on constate le même mouvement de bascule qui déforme les synclinaux en faisant se relever brusquement leurs flancs orientaux tandis que les flancs occidentaux sont normaux. Dans les parties orientales de ces synclinaux, au pied des flexures, se sont conservés les sédiments tertiaires avec leur plus forte épaisseur et leur entière série: ainsi la molasse vindobonienne apparaît encore à Belley et à l'Est de la ville, alors qu'elle a été déblayée partout ailleurs dans le bassin.

Or, à l'Ouest du bassin de Belley, nous retrouvons la même disposition, le même mouvement de bascule: il s'agit seulement ici d'un soulèvement plus important et de blocs plus rigides. Le bassin de Belley est en effet limité à l'Ouest par un très important accident structural qui élève brusquement les couches vers l'Ouest et semble recouper obliquement tous les plis depuis Culoz jusqu'à la cluse du Gland en passant par l'Ouest de Contrevoz (fig. 2). Le soulèvement est brutal puisque l'Oxfordien qui est à 380 m. environ à Saint-Germain-les-Paroisses se trouve porté à 1.150 m. dans la combe du Molard de Don. En réalité cet accident est complexe: tantôt il coïncide avec la retombée rapide du pli vers l'Est, comme à l'Ouest de Contrevoz et de Collomieu (fig. 17); tantôt il se présente comme un genou très prononcé qui affecte l'axe même de l'anticlinal, ainsi au Molard de Don (fig. 14), au Planachat et au Grand Colombier. De toute façon, il y a soulèvement brusque des couches, tandis que de l'autre côté, sur le versant Ouest du Molard de Don, si l'on fait abstraction des dislocations de détail, les mouvements de terrains se soldent par un abaissement beaucoup plus lent vers le Rhône; le massif du Molard de Don est donc caractérisé avant tout par la dissymétrie. Aussi ferons-nous suivre immédiatement l'étude des aplanissements du Bas-Bugey et de ses marges savoyardes par celle du Molard de Don qui, dans le Haut Bugey, constitue un massif à part où l'on peut encore dater avec certitude certaines surfaces d'érosion. Le soulèvement de ce bloc dissymétrique est en effet à coup sûr une réplique de l'affaissement continu du Bassin de Belley

et il n'est pas interdit de penser que l'on peut retrouver dans la partie soulevée du Molard des traces d'aplanissements identiques à ceux que l'on observe dans le Bas-Bugey affaissé, aplanissements témoignant d'une phase d'érosion antérieure à la dislocation des deux secteurs.

Dans le détail de nombreuses formes du relief sont structurales ou au moins dérivées de la structure, étroitement liées à la disposition des terrains. Sans parler des grands vaux molassiques de Belley et de Novalaise où l'adaptation à la structure est évidente, on trouve des monts, comme le Mont du Chat ou le Mont Tournier, dont la voûte semble correspondre aux anticlinaux au moins à leurs flancs orientaux et à leurs sommets, des secteurs où la topographie suit fidèlement les mouvements des couches dures, comme dans cette admirable surface structurale que constitue le versant oriental du val d'Innimont (ph. 14), où la pente se relève vers l'Est comme la couche dure du Séquanien tandis que demeurent dans le creux des lambeaux plus marneux de Kimmeridgien. Ailleurs ce sont des crêts escarpés, dont les exemples seraient nombreux et faciles à énumérer, tant dans les parties hautes du Molard de Don que dans la région de Collomieu et Conzieu, ou encore des talus que l'on peut qualifier de simples *cuestas*, car les pendages sont plus faibles, telles les *cuestas* Bajocienne et Bathonienne des environs de Cuzieu et Cres-sieu, au N.-E. du bassin de Belley (fig. 15). Parfois enfin ce sont de véritables barres qui accrochent l'œil par leur fière allure et la verticalité des terrains et évoquent un relief appalachien : il en est ainsi dans certaines zones du massif du Molard et en particulier vers le village d'Innimont.

Mais de nombreuses formes du relief ne peuvent s'expliquer par les seules influences tectoniques et structurales. Une carte à très petite échelle de la région révèle les grands traits de la tectonique, une carte à très grande échelle, la part des influences structurales sur le relief de détail. Mais que l'on examine une carte d'échelle moyenne et l'on s'aperçoit vite de l'importance du rôle joué par les morsures d'érosion souvent anciennes : il est de nombreux points où ces coups de rabot, ces surfaces d'aplanissement arrivent à effacer les caractères d'une structure aux aspects variés. Ce n'est pas seulement dans les régions effondrées, au relief peu accidenté, que ces aplanissements s'inscrivent indifféremment sur une structure complexe, par exemple sur les plateaux de Contrevoz et Andert, qui, dans la partie Nord du bassin de Belley, constituent d'authentiques surfaces d'érosion. Ce n'est pas seulement non plus sur les sommets où la notion du mont structural ne résiste pas à un examen minutieux : que ce soit en effet sur la montagne de Parves ou le Mont Tournier les voûtes anticlinales ne sont que rarement respectées ; l'érosion les a souvent assez fortement entamées, et des encoches, des boutonnières, que nous étudierons en détail, les accidentent. Mais — fait encore plus significatif —, ces aplanissements se manifestent aussi dans les régions les plus disloquées où les plis avortés se heurtent et se succèdent rapidement et où les influences tectoniques sembleraient devoir être prépondérantes. C'est le cas du massif du Molard de Don, où les traces de morsures anciennes de l'érosion apparaissent à cha-

que pas sur les sommets et leur confèrent un aspect lourd, tandis qu'en contrebas le relief de détail, adapté à la structure et aux différences de dureté des terrains, est sculpté, diversifié à l'extrême. Si grande est l'importance des aplanissements d'ensemble que la présence de ces formes de détail très fouillées et très variées n'arrive pas à effacer l'impression de lourdeur qui se dégage du massif du Molard. Le voyageur qui le contemple de la plaine de Lyon, songeant inévitablement à un massif ancien, hésite à croire qu'il a sous les yeux un morceau du Jura plissé.

D'ailleurs, à deux kilomètres à peine de la bordure occidentale du massif du Molard, — il suffit de traverser le Rhône —, on trouve un authentique compartiment de structure hercynienne: c'est l'Ile Crémieu. Cette région au nom significatif (le Rhône l'encercle au Nord-Ouest et au Nord-Est, des marais la cernent au Sud), se présente en effet comme un bloc triangulaire, limité par des failles visibles au N.-W. et au S.-E., qui expliquent l'allure géométrique de ses contours, et où la couverture sédimentaire, très peu épaisse, laisse voir au Sud le socle sur lequel elle est discordante (2). Soulevée au N.-W. dans la région de Crémieu, où se trouvent les failles les plus importantes, cette couverture sédimentaire s'incline vers l'Est-Sud-Est où une gouttière, passant à l'aval à un fossé tectonique, a ouvert au Rhône une voie de passage entre le Molard de Don et l'Ile Crémieu. Il s'agit donc d'une structure inclinée et nullement plissée, d'un bloc basculé, rigide et cassé, où le soubassement hercynien est proche de la surface et qui, comme le dit très heureusement M. Cholley, « pénètre en coin dans la zone plissée du Jura du Sud ».

A priori, cette région peut donc paraître totalement étrangère au style du Jura méridional. Pourtant les différences ne sont pas si grandes, au moins avec le Bas-Bugey: dans les deux régions nous sommes en présence de blocs disloqués, de compartiments dénivelés où l'influence des déformations du socle est manifeste et a troublé les plis qui sont mal venus, irréguliers, dissymétriques; ici seulement le soubassement hercynien est plus proche de la surface, la couverture sédimentaire moins épaisse et par suite les mouvements tectoniques de bien plus faible ampleur et de style plus cassant. Aussi, bien que l'Ile Crémieu ne fasse pas vraiment partie du Jura méridional, étant donné les ressemblances des types de structure, étant donné l'influence certaine des jeux du socle dans les deux régions, si l'on considère en outre que deux secteurs aussi proches n'ont pas été sans connaître une évolution analogue, paraît-il légitime d'exposer, à la suite de M. Cholley [89, 90, 91], l'évolution morphologique de l'Ile Crémieu et de la choisir comme point de départ de l'étude des surfaces d'érosion du Bas-Bugey.

Ici en effet l'absence de plissements et de déformations importantes rend plus aisée l'étude des anciens aplanissements. Déformées seulement par des mouvements de faible amplitude, restées toujours assez proches des niveaux de base marins ou lacustres, les surfaces d'érosion de l'île Crémieu ont été moins détruites par les attaques

(2) Le granit affleure près de Chamagnieu.

récentes et sont d'autre part plus aisément repérables du fait que les dépôts tertiaires qui les fossilisent ont été plus facilement conservés dans une zone de faible relief.

II. — L'ILE CRÉMIEU (3)

Il s'agit d'un plateau dissymétrique, dominant au N.W par un talus très raide (200 m. environ) la plaine lyonnaise vers Crémieu et La Balme, et s'abaissant doucement vers l'Est, jusqu'au Rhône qui le sépare du Molard de Don, et surtout vers le Sud-Est, vers la dépression de Morestel et les marais de la Bourbre, après lesquels on entre dans une nouvelle zone structurale avec les plateaux molassiques du Bas-Dauphiné. Si l'on met à part les dépressions qui, vers Charette au Nord et Arandon à l'Est, sont empâtées par les matériaux glaciaires et fluvio-glaciaires, les terrains qui constituent le plateau de Crémieu appartiennent au Jurassique et affleurent du plus ancien, le Bajocien, au plus récent, le Kimmeridgien, du N.-W. vers le S.-E. : ils se trouvent ainsi disposés en structure inclinée, accidentée de failles N./S. ou N.-E./S.W. à regard oriental, qui ont donc pour résultat d'accentuer le mouvement de descente vers le Sud-Est. En outre apparaissent ici et là, dans la partie centrale et orientale surtout, deux catégories de dépôts peu étendus, mais qui ont une grande signification morphologique : des conglomérats aquitaniens reposant tantôt sur le Rauracien, près de Courtenay par exemple, tantôt sur l'Oxfordien, comme c'est le cas au S.-W. de Soleymieu ; des dépôts sidérolithiques que l'on découvre dans des fissures des Calcaires au Nord de Saint-Marcel-de-Bel-Accueil et au Sud d'Ile d'Abeau entre autres lieux.

Le relief du plateau s'accorde donc dans l'ensemble avec l'inclinaison des différents terrains vers l'Est et le Sud-Est. Mais ce n'est qu'une vue d'ensemble, car les surfaces proprement structurales sont rares et les aplanissements constituent l'essentiel du plateau de Crémieu. Pour s'en convaincre il n'est que de le parcourir depuis sa bordure N.-W., vers Crémieu, jusqu'à sa terminaison au S.-E., vers Morestel. Après avoir gravi l'escarpement de faille très raide de Crémieu, rectiligne, échancré de loin en loin par une gorge, comme celle de la Fusa, on se trouve, vers 400 m. d'altitude sur une étroite surface faiblement ondulée, couverte de taillis ou de landes : coïncidant parfois avec la couche dure de Bathonien moyen et pouvant alors être qualifiée de structurale, elle recoupe en général le Bathonien moyen et supérieur sous un angle faible. D'ailleurs l'altitude ne demeure pas longtemps aux alentours de 400 m. et cette surface subhorizontale cède peu à peu la place à un grand plan incliné vers le Sud-Est, en contre-bas duquel sont entaillées les vallées et dépressions : recoupant en biseau les divers terrains du Jurassique moyen

(3) Carte topographique au 1/80.000, feuilles de Chambéry N.-O. et S.-O.

Carte topographique au 1/50.000, feuilles de Belley et Montluel.

et supérieur, cette surface d'érosion constitue l'essentiel du plateau de Crémieu. Elle s'abaisse ainsi jusqu'à 270 m. environ vers Sermerieu et Morestel, puis disparaît sous les coteaux qui bordent les plateaux molassiques du Bas-Dauphiné, dont l'altitude avoisine 400 m. On peut ainsi distinguer au premier examen une surface largement développée et visiblement déformée, inclinée vers l'Est depuis sa formation, fossilisée par des dépôts tertiaires vers Morestel et un aplanissement subhorizontal beaucoup plus restreint que l'on observe entre le rebord N.-W. du plateau de Crémieu et cette surface basculée.

Laissant de côté provisoirement ce dernier aplanissement pour étudier la surface basculée vers l'Est, M. Cholley fait remonter son origine à la longue période d'émersion qui va de la fin du Crétacé à l'Aquitaniien. Il s'agirait ainsi d'une surface éogène. Mais cette surface éogène, que l'on pourrait imaginer tangente aux points les plus élevés du plan incliné et même passant un peu au-dessus de ces points, ne joue qu'un rôle « idéal » dans la topographie actuelle; c'est un peu une vue de l'esprit. Nous verrons qu'il en sera de même dans les autres parties du Jura méridional. Elle a en effet été plusieurs fois retouchée depuis sa formation du fait de mouvements du sol répétés que l'on décèle par l'étude des faciès des dépôts tertiaires en bordure du Jura, comme nous le verrons plus loin (4).

Ces mouvements paraissent avoir été de faible amplitude jusqu'au Pontien, au moins sur la bordure occidentale du Jura, et avoir ramené plusieurs fois la surface éogène à peu près dans un même plan d'érosion, sauf au Sud toutefois, vers Saint-Hilaire-de-Brens, où des dislocations ultérieures plus accentuées ont dénivélé les différentes esquisses de surfaces d'érosion. On peut en effet parler d'esquisses, car à peine ces aplanissements commençaient-ils à évoluer et à prendre quelque ampleur qu'ils étaient déformés, puis fossilisés sans avoir jamais abouti à la pénéplaine. C'est ainsi qu'à l'Oligocène la surface éogène a été remaniée et ensevelie sous des dépôts aquitaniens de caractère continental dont il reste des traces dans des creux de terrains actuels. Puis les mouvements ont dû faiblement reprendre et la surface être de nouveau remaniée au Miocène, puisque l'on trouve dans les fissures des calcaires des dépôts argilo-ferrugineux de type sidérolithique que les géologues rapportent à cet âge miocène en se fondant sur l'examen des nombreux débris de vertébrés qu'ils renferment. Cet aplanissement vraiment bien complexe, retouché et réajusté maintes fois, a été fossilisé par la molasse marine vindobonienne. Mais son histoire n'est pas ainsi terminée car, dans les environs de Morestel, on constate que les dépôts du Pontien sont transgressifs sur le Vindobonien et, un peu plus à l'Ouest, vers Sermerieu, sur le Jurassique. Il y a donc une discordance qui paraît témoigner d'une nouvelle vague d'érosion immédiatement pré-pontienne: les terrains du Jurassique et du Vindobonien ont sans doute été remaniés par une esquisse de surface d'érosion au moment où existaient ici et là, à proximité, les lagu-

(4) Cf. 2^e Partie, Chap. VII.

nes peu profondes de la zone à Nassa Michaudi (Sarmatien), où l'on a retrouvé des restes d'une faune continentale.

Le plan incliné qui constitue l'essentiel du plateau de Crémieu a donc une origine extrêmement complexe. C'est une véritable surface polygénique, composée d'une série de surfaces d'aplanissement qui ont repris et remanié la surface éogène, esquisses qui, vers Morestel, se recoupent sous un angle très faible, et qui au contraire, sur la bordure méridionale du plateau, ont été dénivelées ultérieurement par failles, comme M. Cholley l'a montré pour la région de La Chanaz et Vénérieu. Façonnée pendant une longue période du Tertiaire, cette surface polygénique n'a été achevée qu'au Néogène, puis a été ensevelie sous le Pontien, cette fois-ci définitivement: c'est l'érosion ultérieure qui l'a exhumée partiellement en détruisant et en faisant reculer vers l'Est, vers les lieux les plus déprimés, les dépôts plus tendres du Pontien. Mais cette surface polygénique n'est pas demeurée telle qu'elle a été façonnée, subhorizontale. Elle a subi les contre-coups des grands mouvements de dislocation qui ont marqué le Jura au Pontien et a été déformée, disloquée par endroits par des failles qui accidentent le plateau de Crémieu, et surtout soulevée au N.-W. par une dislocation majeure (on retrouve sous la plaine de Lyon les mêmes terrains jurassiques et les mêmes dépôts tertiaires) et basculée vers le Sud-Est, conférant ainsi à la topographie actuelle ses aspects d'ensemble.

Telle a été l'évolution morphologique de l'Île Crémieu jusqu'au paroxysme de bouleversement pontien, le seul probablement qui ait déformé ici un aplanissement d'une manière sensible. Les autres éléments du relief, de bien moindre envergure d'ailleurs, sont manifestement dûs à l'érosion ultérieure de la fin du Pontien et du Pliocène. Ce travail plus récent de l'érosion a d'abord consisté à exhumer l'ancienne surface polygénique en débarrassant les cailloutis pontiens qui la fossilisaient. En faisant disparaître ailleurs des niveaux jurassiques plus tendres, il a fait apparaître des surfaces structurales sur roches dures, par exemple sur le Bathonien moyen en certains points. Enfin les attaques ultérieures ont façonné un niveau d'érosion, resté à peu près horizontal du fait de l'absence ou au moins de la très faible ampleur des mouvements depuis le Pontien sur cette bordure occidentale du Jura. C'est ce niveau d'érosion pliocène que l'on rencontre dans la surface subhorizontale qui, vers 380-400 m., tronque les terrains du Bathonien dans la partie occidentale du plateau au-dessus de Crémieu et recoupe le plan incliné de la surface polygénique. Cette surface pliocène est la même que celle qui nivèle au Sud-Est les plateaux pontiens du Bas-Dauphiné, où elle connaît une ampleur beaucoup plus grande à cause de l'inconsistance des matériaux qu'elle recoupe. Enfin, l'érosion récente a apporté quelques retouches de détail à cet ensemble: elle a provoqué le rajeunissement de certains escarpements de faille, comme entre Trept et Saint-Marcel-de-Bel-Accueil, au Sud; elle a surtout tiré parti des différences de dureté que présentent les terrains du Jurassique inclinés vers le S.-E., particulièrement le Rauracien et l'Oxfordien, et elle a commencé à modeler un léger relief de côte que l'on peut observer à l'Ouest d'Optevoz et de Charette.

Il n'en reste pas moins que c'est à la surface polygénique antépliocène que le plateau de l'Île Crémieu doit la majeure partie de ses aspects.

III. — LE NORD ET L'EST DU BASSIN DE BELLEY (5)

Dans quelle mesure retrouvons-nous dans le Bas-Bugey et le Molard de Don ce type d'aplanissements, quelles ressemblances et quelles différences ces régions de structure plissée, et non plus seulement basculée et disloquée, présentent-elles avec l'Île Crémieu ?

Commençons par le bassin de Belley lui-même. On retrouve en effet dans ce bassin des conditions d'évolution qui rappellent celles que l'érosion rencontrait dans l'Île Crémieu. Certes, il ne saurait être question d'assimiler entièrement ces deux régions, car dans le bassin de Belley les plissements ont joué un certain rôle et les épicycles d'érosion tertiaire ont de ce fait retouché la surface éogène d'une autre manière que sur le bloc rigide, de structure strictement hercynienne, du plateau de Crémieu. Il s'agit cependant, vers Belley, comme vers Crémieu, d'une zone affaissée, peu éloignée des niveaux de base qui servaient de point de départ aux vagues d'érosion successives, où de plus l'affaissement, sans être continu, a été assez important pour que les dépôts des mers et des lac tertiaires aient été en partie conservés; ces dépôts ont fossilisé et protégé les très anciens aplanissements, qui n'ont été exhumés ensuite, comme dans l'Île Crémieu, que par les déblaiements de l'érosion pliocène et quaternaire; ils permettent en outre de repérer plus aisément et de dater cette surface polygénique et parfois même les différents éléments qui la composent. Nous passerons ensuite à l'étude des parties soulevées, où les caractères de ces aplanissements ont été forcément dégradés et parfois oblitérés par les déformations du sol.

Limité au Nord par le Furans et le débouché oriental de la cluse des Hôpitaux de Rossillon à Pugieu, le bassin de Belley est bordé à l'Ouest par le grand versant du Molard de Don, du Taintinet et de la Montagne de Saint-Benoit (fig. 2, carte morpho hors-texte). À l'Est, sa bordure, tout en étant très nette, n'est pas caractérisée par des hauteurs aussi importantes; les altitudes de la Montagne de Parves et surtout de la petite « chaîne » de Marignieu peuvent paraître modestes à côté de celles du Molard de Don. Au Sud-Est et au Sud, c'est le Rhône qui constitue la vraie limite du bassin, mais très près, au delà du fleuve, se profile la masse plus imposante et surtout très escarpée du Mont Tournier. Les limites de cet ample et riant bassin du Bas-Bugey sont nettes. Les altitudes, qui oscillent autour de 350 m., lui confèrent aussi une unité et une individualité indiscutables. On n'en peut dire autant de sa structure et des for-

(5) Carte topographique au 1/80.000, feuilles de Chambéry, N.-O. et N.-E.

Carte topographique au 1/50.000, feuilles de Belley et Chambéry et plans directeurs au 1/20.000 correspondants.

mes du relief que l'on y rencontre. Ce n'est pas un val, car il ne se limite pas au seul synclinal molassique de Belley et diffère profondément du val de Novalaise qui correspond exactement au synclinal tertiaire. Le bassin de Belley déborde largement le synclinal qui se creuse dans sa partie orientale et il englobe des régions assez différentes dont le seul élément d'unité, outre l'altitude presque identique partout, est une disposition monoclinale des terrains, qui remonte en pente assez douce dans la partie occidentale tandis que le flanc oriental du synclinal se redresse assez brusquement et bute par une faille très importante contre l'anticlinal de la « chaîne » de Marignieu.

Au centre et à l'Est, des collines riantes, très cultivées et piquetées de nombreuses fermes, ondulent mollement aux alentours de la ville de Belley (ph. 7) ; partout les pentes sont douces, le plus souvent convexes, l'eau ruisselle abondamment ; le paysage est aimable et verdoyant. Nous sommes ici dans la molasse vindobonienne, à l'emplacement le plus affaissé du bassin, seule région qui mérite vraiment le nom de val. Dans la bordure occidentale, entre le Furans et le Molard de Don (fig. 15), les aspects sont bien différents : si dans l'ensemble les terrains se relèvent vers l'Ouest, la structure est dans le détail extrêmement compliquée, plus disloquée que plissée, et présente un caractère monoclinale très net. A ce dispositif complexe correspond un relief extrêmement varié et pittoresque où l'élément prédominant est la raideur des pentes qui font un contraste étonnant avec la douceur des collines molassiques : passé le Furans, ce ne sont que formes heurtées, crêts abrupts, falaises escarpées et vallées étroites, si bien qu'en dépit des altitudes modestes la région paraît presque montagneuse. La partie septentrionale du bassin constitue enfin un autre type de paysage, aux horizons plus calmes (fig. 14) : ce sont en effet des plateaux de basse altitude qui s'étendent du Molard de Don à la « chaîne » de Marignieu, tandis que la structure se caractérise par une disposition monoclinale qui n'est cependant pas exempte d'ondulations. C'est au fond la seule région du bassin de Belley où les surfaces planes s'étendent largement. Il convient de s'y arrêter plus longuement car elle est chargée d'une très riche signification morphologique.

De Contrevoz à Chazey-Bons et de Pugieu au Pont d'Andert apparaissent ainsi, au Nord des collines de Belley, des plateaux amples et très peu ondulés ; entaillés de petites vallées étroites et encaissées qui ressemblent à des cañons miniatures, telles les vallées, affluentes du Furans, au Sud et à l'Est d'Andert, ces plateaux déroulent leurs surfaces très peu ondulées entre 320 et 380 m. d'altitude, légèrement entamés seulement par des vallées sèches et de petites dépressions fermées qui attestent, surtout à l'Est et à l'Ouest, la perméabilité des terrains. Comme le relief, la structure est assez calme : pas de plissements très violents, mais une disposition monoclinale des couches, relevées vers l'Ouest, qui rappelle un peu le dispositif de l'Île Crémieu, à la différence toutefois qu'il s'agit ici de terrains du Crétacé, niveaux durs et perméables du Valanginien à l'Ouest et de l'Urgonien à l'Est, couche plus tendre et plus marneuse de l'Hauterivien au centre ; à l'Est d'ailleurs, près de Chazey-

Bons, l'Urgonien présente quelques ondulations avant de venir buter contre le Lias supérieur par une faille très importante dont le rejet atteint plusieurs centaines de mètres. Si quelques éléments de surface structurale ont pu se déblayer localement, notamment sur le Valanginien dur au Sud de Contrevoz dans l'ensemble la surface topographique recoupe les divers terrains du Crétacé de dureté différente et n'épouse pas les ondulations de l'Urgonien à l'Est ; de l'autre côté du Furans, au Nord de Chazey-Bons, elle nivèle la grande faille Urgonien/Lias au rejet pourtant très important. Ces plateaux constituent donc incontestablement une admirable surface d'aplanissement à laquelle l'érosion karstique n'a fait qu'apporter quelques retouches locales.

Quelle est la nature de cet aplanissement, à quelle époque peut-on faire remonter son origine? Etant donné son altitude voisine de 400 m., on est d'abord tenté de l'identifier avec le niveau pliocène de 380-400 m. que l'on a observé dans la partie occidentale du plateau de Crémieu, ou encore avec les replats de même altitude que l'on relève d'une part au S.-W du bassin de Belley, au-dessus de la vallée actuelle du Gland dans sa traversée en cluse de la montagne d'Izieu, d'autre part au-dessus du Rhône dans la cluse de Pierre-Châtel (cf. 3^e partie, Chap. III) et qui ne peuvent remonter au delà du Pliocène. Mais cette identification ne résiste pas à un examen approfondi. Il y a un contraste frappant entre l'ampleur des plateaux de Contrevoz-Andert et l'étendue restreinte que présentent le niveau pliocène subhorizontal dans la région occidentale du plateau de Crémieu et à plus forte raison d'étroits replats au-dessus des vallées actuelles. Il est bien évident que l'on ne peut comparer ces deux catégories de formes. Le Pliocène a été une période trop courte pour que l'érosion puisse façonner de larges aplanissements en terrains résistants; ce n'est que sur des terrains inconsistants comme la molasse que les niveaux pliocènes peuvent constituer des surfaces étendues: c'est pourquoi le niveau de 380-400 m., si étroit sur les calcaires bathoniens durs de Crémieu, se développait si largement au Sud de Morestel sur les plateaux du Bas-Dauphiné. En outre, comment concevoir que pendant la période relativement courte du Pliocène l'érosion ait pu niveler des failles aussi importantes que celle qui met en contact l'Urgonien et même la molasse burdigalienne avec le Lias supérieur à l'Est de Chazey-Bons? Les plateaux de Contrevoz-Andert ne sauraient donc constituer une partie du niveau pliocène de 400 m., en dépit des apparences. Il s'agit de toute évidence d'une surface anté-pliocène.

Doit-on dès lors rapprocher ces plateaux d'érosion des aplanissements qui, aux mêmes altitudes (330 à 380 m.), recoupent maintes collines des environs mêmes de Belley, à l'Ouest et au Sud de la ville surtout? Pas davantage. La molasse vindobonienne, parfois recouverte de placages glaciaires, qui constitue ces molles collines, ne saurait être comparée, du point de vue de la résistance à l'érosion, aux couches dures du Crétacé qui forment la partie septentrionale du bassin de Belley. Dans les environs de Belley, le niveau pliocène a pu se manifester largement et même se creuser assez profondément, étant donné le caractère tendre de la molasse. Mais on soup-

gonne aussi une origine plus lointaine à ces aplanissements qui recoupent le Vindobonien : peut-être dérivent-ils d'une surface plus ancienne et jadis plus élevée que nous retrouverons sur la bordure occidentale du bassin de Belley et la « chaîne » de Marignieu et que nous essaierons de définir plus loin.

En réalité les plateaux de Contrevoz-Andert représentent une vieille surface d'érosion d'origine complexe et polygénique, qui n'est pas sans analogie avec les aplanissements qui constituent la majeure partie du plateau de Crémieu. Retouchée à plusieurs reprises, renfermant des éléments de surface pré-aquitaniennne et pré-burdigalienne, elle a été fossilisée par la molasse vindobonienne; déformée ensuite par les dislocations du Pontien, elle a été ramenée dans le plan d'érosion du niveau pliocène de 400 m., ce qui explique qu'elle ait été exhumée sur une aussi large surface par déblaiement de la molasse vindobonienne. Ici, comme à Crémieu, l'origine des aplanissements remonte évidemment au début du Tertiaire et on peut concevoir la réalisation d'une surface éogène par destruction des couches du Crétacé supérieur et attaque des terrains du Crétacé inférieur, qui se trouvent tronqués en biseau. Mais pas plus qu'à Crémieu cette surface éogène n'a été conservée telle quelle avant d'être fossilisée par la molasse vindobonienne; elle est une surface « idéale », sans action immédiate sur la topographie actuelle. C'est qu'elle a subi plusieurs retouches avec l'étude desquelles nous abordons des reconstitutions plus sûres.

On trouve en effet, dans cette région, des lambeaux de terrains tertiaires, d'origine continentale surtout, Aquitanienn, Burdigalien et même Vindobonien, qui reposent tantôt sur l'Urgonien, tantôt sur l'Hauterivien. Mais ces dépôts ne se rencontrent pas tous dans les mêmes situations topographiques, l'Aquitanienn apparaît en général plaqué au pied des versants des plateaux (pont d'Andert par exemple), le Burdigalien est encore souvent en position assez inclinée, comme au Sud/Sud-Est de Chazey-Bons, tandis que la base du Vindobonien jalone plutôt les parties élevées et planes. Au Sud, près du pont d'Andert et dans le ravin situé à l'Ouest de ce hameau, la molasse aquitaniennne apparaît sous forme de galets et de conglomérats versicolores, à peu près semblables aux formations observées près de Ceyzériat et de Revonnas en bordure du Revermont et renfermant des éléments empruntés aux terrains crétacés. On peut se demander si ces dépôts sont bien en place, s'ils ne sont pas descendus des hauteurs environnantes au cours des déformations ultérieures et même du creusement récent de la vallée de Furans. Mais la juxtaposition de cette molasse aquitaniennne et du Burdigalien, et le fait que l'Aquitanienn est recouvert en discordance par ce Burdigalien inclinent à penser que ces dépôts tertiaires n'ont pas dégringolé des parties élevées du plateau. Les conglomérats aquitaniens, que l'on observe en fort pendage vers le Sud et discordants sur le Crétacé, jalonnent une surface d'érosion pré-aquitaniennne très déformée et inclinée vers le Sud, qui a remanié la vieille surface éogène: c'est la phase de retouche et de fossilisation oligocène rencontrée à l'Est du plateau de Crémieu, près de Courtenay.

Mais ce n'est pas la seule. Sur ces conglomérats aquitaniens reposent en effet des grès tendres burdigaliens d'origine continentale, redressés eux aussi et ravinant de façon visible l'Aquitanién. On les retrouve au Sud de Chazey-Bons, plaqués sur un versant, et discordants sur l'Urgonien. Nul doute par conséquent qu'ils ne témoignent d'une nouvelle attaque d'érosion, sans doute assez restreinte, qui a retouché une fois de plus la surface éogène, avant bien entendu que l'érosion aquitanienne ait eu le temps de modeler un aplanissement avancé. Cette surface pré-burdigalienne, qui a dû recouper sous un angle faible la surface pré-aquitaniennne, se retrouve un peu déformée et remontant vers l'Est au Nord de Chazey-Bons, entre la route de Virieu et Cuzieu, comme M. Cholley l'a montré: elle se distingue un peu ici du plateau proprement dit d'Andert et Condon, sur la rive droite du Furans, plateau plus bas (310 m.) et plus horizontal. C'est sur ce plateau d'Andert, à son extrémité N.-E. (où il faut lire m3 et non m2 sur la carte géologique), ainsi qu'à Rathonod et au Sud-Est de Chazey-Bons, que l'on rencontre enfin des plaques de Vindobonien dont les éléments gréseux semblent eux aussi repris et remaniés à partir des terrains antérieurs et mélangés à des fossiles d'eau douce qui se sont sans doute déposés au fond de lagunes éphémères. Ces dépôts vindoboniens, qui reposent en discordance sur l'Urgonien, sans intercalation d'Aquitanién ou de Burdigalien à la base, semblent jalonner une nouvelle esquisse de surface qui a retouché et remanié les aplanissements antérieurs. Si l'on en juge par la position topographique de ces dépôts sur les points les plus élevés, on peut penser que cette surface pré-vindobonienne a été ici moins déformée et qu'elle recoupe les esquisses d'aplanissements oligocènes antérieurs.

On voit donc combien était complexe la surface d'érosion qui a été fossilisée par la molasse vindobonienne sous laquelle elle disparaît dans la région du Pont d'Andert et de Rathonod. Cette surface plusieurs fois remaniée et retouchée a, bien entendu, été déformée par les mouvements du Pontien, ce qui explique l'inclinaison qu'elle présente dans la partie Sud des plateaux. Encore enfouie sous la molasse dans le fond du synclinal de Belley, elle a été largement exhumée au Nord parce qu'elle a été ramenée dans le plan d'érosion du niveau pliocène de 400 m., qui l'a reprise et recoupée sous un angle faible; c'est sans doute vers Contrevoz qu'il faut voir surtout des traces de l'érosion de ce cycle récent, là où les plateaux sont les plus élevés (380-400 m.), plus horizontaux, tandis que la surface pré-pliocène moins remaniée apparaît plutôt dans la région d'Andert et Condon (310-350 m.).

Nous retrouvons donc jusqu'ici le même schéma d'évolution que sur le plateau de Crémieu, avec cette différence toutefois que l'angle de recoupement par le niveau pliocène est plus faible et que par suite ce niveau est plus largement développé qu'à Crémieu et plus confondu avec l'ancienne surface. Il est aussi une autre différence avec l'évolution du plateau de Crémieu. Là-bas, nous avons pu relever des traces d'une nouvelle retouche apportée aux aplanissements immédiatement avant le paroxysme des bouleversements pontiens. Ici, au contraire de la région de Morestel, le Pontien

n'apparaît pas et il n'est pas possible par suite de repérer avec certitude une esquisse de surface pré-pontienne. On pourra peut-être la reconstituer avec plus de vraisemblance, sans jamais d'ailleurs atteindre à la certitude, dans la « chaîne de Marignieu » ou la partie occidentale du bassin de Belley entre Furans et Molard de Don. Peut-être aussi peut-on la déceler dans les aplanissements qui tranchent les collines vindoboniennes des environs immédiats de Belley, ou plutôt voir dans ceux-ci une surface abaissée et dérivée du niveau prépontien à cause de l'inconsistance des matériaux recoupés qui facilitent sa démolition (fig. 15). S'il en est ainsi, il n'est pas interdit de penser que cette surface pré-pontienne a remanié elle aussi les aplanissements d'origine polygénique des plateaux de Contrevoz-Andert avant que ceux-ci ne soient repris enfin par l'érosion pliocène. Mais tandis que sur le plateau de Crémieu on peut reconstituer avec certitude cette surface néogène remaniant la surface éogène déjà retouchée à l'Oligocène et au Miocène, ici nous en sommes réduits aux hypothèses : cette phase de retouche est probable, mais non pas certaine.

Ces aplanissements complexes anté-pliocènes se retrouvent dans la partie occidentale du bassin de Belley et aussi dans la « chaîne » peu élevée de Marignieu qui borde le bassin au N.-E. En raison de l'altitude un peu plus élevée et surtout du relief plus différencié, on peut même prévoir qu'il sera plus facile de faire la part de l'érosion pliocène et des attaques plus anciennes et même, peut-être, de discerner les différentes esquisses de surfaces d'érosion qui constituent la surface polygénique. Certes l'indigence des dépôts tertiaires, du moins en ce qui concerne la partie Ouest du bassin de Belley, rend la datation de ces esquisses d'aplanissement plus difficile que dans les chaînes des marges savoyardes du Bas-Bugey. Toutefois, pour ne pas rompre l'unité du bassin de Belley, nous examinerons la bordure Nord-Est (région de Marignieu) et la partie occidentale avant d'en venir à ces chaînes orientales.

IV. — LA « CHAÎNE » DE MARIGNIEU (6)

La région de Marignieu est un secteur de structure surtout monoclinale et faillée, à peine ondulée localement, qui rappelle le dispositif des terrains dans le bassin de Belley (fig. 14 et 15). Cette absence de véritables plissements fait que l'on ne peut vraiment qualifier de chaîne ces lignes de hauteurs qui s'allongent sur une dizaine de kilomètres du N.-W au S.-E. entre la région d'Artemare-Virieu-le-Grand et la cluse du Lit-au-Roi. De part et d'autre de cette cluse abandonnée, il y a changement complet dans la structure, non seulement changement de direction (les hauteurs de Marignieu alignées au N.-W./S.-E. font un angle avec la Montagne de Parves, orientée N.-S.), mais aussi et surtout changement de nature. Ce chan-

(6) Carte topographique au 1/80.000, feuilles de Chambéry N.-E. et Nantua S.-E., au 1/50.000, Belley.

gement est d'ailleurs souligné par une dislocation transversale N.-E./S.-W. qui jalonne la bordure Sud de la cluse du Lit-au-Roi et l'on ne peut absolument pas dire que les hauteurs de Marignieu prolongent la Montagne de Parves.

L'opposition apparaît d'abord dans les terrains. Alors qu'au Sud du Lit-au-Roi le Jurassique n'apparaît qu'au pied du versant occidental et que, même parmi les couches crétacées, seul le Valanginien joue vraiment un rôle important, constituant à lui seul à peu près toute la masse de la montagne, ici, dans les environs de Marignieu, la gamme des terrains qui affleurent est extrêmement étendue. De l'Urgonien au Lias supérieur c'est presque toute la série secondaire visible dans le Jura méridional qui affleure en bandes étroites alignées N.-W./S.-E., sans compter au Nord et au Sud-Est des lambeaux de molasse burdigalienne, dont nous verrons l'importance pour la reconstitution de l'évolution morphologique. On observe donc ici la présence de couches plus anciennes et plus diversifiées du point de vue de la résistance, offrant donc à l'érosion la possibilité de sculpter un relief plus varié que dans la Montagne de Parves. Aux terrains durs de l'Urgonien et surtout du Valanginien, du Portlandien, du Rauracien, du Bathonien moyen et du Bajocien correspondent des crêtes souvent escarpées, tandis que des dépressions longitudinales plus ou moins larges et plus ou moins bien venues ont été déblayées dans les niveaux plus marneux de l'Hauterivien, du Kimmeridgien et plus encore de l'Oxfordien, du Bathonien inférieur et du Lias.

L'opposition entre cette zone et la montagne de Parves réside aussi dans le changement de dispositif des terrains. Dans la montagne de Parves nous avons affaire à un anticlinal relativement simple, déversé vers l'Ouest certes, avec présence d'une flexure ou d'une dislocation masquée sans doute, mais où les ploiements des couches, les phénomènes de plissements sont prépondérants. Au Nord du Lit-au-Roi au contraire on ose à peine parler de plissement. Certes, ici et là, les terrains sont affectés par des ondulations locales qui apparaissent au hasard d'un versant dénudé ou d'une tranchée de la route. Mais ce qui domine et constitue l'essentiel de la structure, c'est un dispositif monoclinal des couches inclinées vers l'Est/Nord-Est recoupées par la surface du sol en affleurements de plus en plus anciens du N.-E. au S.-W. Plutôt que ployés, les terrains sont ainsi basculés et très rigides. Cette rigidité apparaît d'ailleurs encore mieux sur la bordure occidentale de ce bloc basculé vers l'Est, où un faille au rejet considérable, parfois dédoublée comme au N.-W. de Magnieu, le sépare du compartiment affaissé du bassin de Belley, où sont conservés le Crétacé et la molasse. Nous sommes dans la zone des blocs rigides et basculés, tantôt vers l'Ouest, tantôt vers l'Est, où les plissements s'effacent devant les failles, qui s'étend jusqu'à la bordure occidentale du massif du Molard de Don.

Il n'est pas étonnant qu'à une structure aussi diversifiée corresponde un relief très varié et articulé, beaucoup moins lourd que sur la montagne de Parves et le Mont Tournier. On s'en rend déjà compte quand on contemple cette région de Marignieu du haut du crêt situé à l'Ouest de Veitrier, qui constitue une excellent belvédère

sur toute la zone accidentée comprise entre la cluse du Lit-au-Roi et Artemare (ph. 9). C'est une succession de crêtes parallèles qui apparaît, allongées du N.W. au S.E. avec une légère incurvation vers le N.E. suivant l'axe Ceyzérieu-Chazey-Bons. Ces crêtes dont l'altitude croît de l'Ouest à l'Est ne sont pas toujours d'ailleurs très aiguës : leurs sommets sont souvent rabotés par de petits aplanissements ; elles sont de plus échancrées par de nombreux seuils qui semblent être creusés à peu près partout à la même altitude. Enfin, ces hauteurs sont séparées par des sillons, parfois étroits, parfois épanouis en dépressions plus amples, ainsi vers Chatonod, ou encore occupés par des lacs, comme dans la région de Chavoley. C'est en somme une impression de véritable relief appalachien qui se dégage d'un tel examen.

Pour préciser ces observations, traversons de bout en bout cette zone accidentée, de Magnieu à Flaxieu par Marignieu (fig. 15). Au-dessus des collines molassiques et morainiques aux formes douces du bassin de Belley se dresse un escarpement de 150 à 200 m. d'altitude relative, que la route longe entre Magnieu et Billieu : les pentes très raides, la roche dure qui pointe ici et là dans les friches ou les taillis font un violent contraste avec le paysage doux et riant des environs même de Belley. Il s'agit d'une ligne de hauteurs un peu dissymétriques, avec abrupts à l'Ouest et pentes plus adoucies à l'Est, que la route de Billieu à Marignieu franchit à 360 m., par une petite échancrure qui interrompt sa continuité. Ici, cette ligne de hauteurs est constituée de Bathonien dur, en pendage vers l'Est ; mais plus au Nord, vers Cuzieu, et plus au Sud, au-dessus de Magnieu, ce sont en réalité deux lignes de sommets qui apparaissent, très proches l'une de l'autre : aux crêts un peu rabotés de Bathonien moyen — car ce sont bien des crêts usés — se juxtaposent à l'Ouest des crêts non moins rabotés de Bajocien, tandis qu'apparaît entre les deux une étroite dépression modelée dans le Bathonien inférieur. Voilà donc un relief déjà fouillé, où les influences structurales sont indéniables, mais où se devinent aussi, sur les sommets, les attaques de phases d'érosion anciennes.

Cette impression n'est pas démentie par le paysage qui s'offre plus à l'Est. De l'échancrure où passe la petite route de Billieu à Marignieu on voit se creuser une ample dépression, large d'un kilomètre environ, qui s'étend jusqu'au delà du village de Marignieu (ph. 8). Cette dépression est une combe monoclinale, ou plutôt elle est formée de deux combes, l'une, la plus large, modelée dans l'Oxfordien, l'autre, plus étroite, affouillée dans le Kimmeridgien ici plus marneux ; c'est dans cette dernière que s'est bâti Marignieu. Entre les deux combes de largeur inégale, on voit une très légère et étroite saillie portant les hameaux de Poirin et Chatonod, qui tranche les couches du Séquanien et Rauracien et est dissymétrique du fait de la présence, sur son bord Ouest, d'un crêt rauracien minuscule, mais cependant bien marqué et qui d'ailleurs s'accuse au N./N.W. de Poirin.

A l'Est de Marignieu nous rencontrons deux ou trois nouvelles lignes de hauteurs parallèles, qui sont incontestablement des crêts : le plus occidental, qui domine la dépression de Marignieu est sculpté

dans le Portlandien; ensuite vient un autre, plus élevé (512 m.), qui est constitué de Valanginien; et même, avant de redescendre doucement vers Flaxieu et les marais de Lavours, on rencontre par endroits un alignement de crêts qui semblent dus à un niveau plus dur de l'Hauterivien, à moins qu'il ne s'agisse déjà de la base de l'Urgonien. Ces crêts sont échancrés par des seuils, certains empruntés par la route de Marignieu à Flaxieu; ils sont séparés par d'étroits sillons longitudinaux modelés dans des niveaux plus marneux. Tout cela est très nettement adapté à la structure, de façon schématique, presque caricaturale: c'est l'impression qui se dégage aussi quand on contemple l'extrémité Sud de cette zone sur les rivages du lac de Barterand. Mais il n'est pas un de ces crêts où l'on ne voie les strates inclinées vers l'Est de 18 à 25° tranchées très nettement par la surface topographique, pas un où ne se remarque un aplanissement souvent assez étendu qui rabote les terrains. Ces faits, qui n'apparaissent à peu près pas sur la carte topographique au 1/80.000, incitent d'une manière toute naturelle à reconstituer une surface d'érosion tangente à ces aplanissements et remontant très sensiblement depuis les hauteurs de Billieu, à l'Ouest, jusqu'aux crêts rabotés qui se dressent, à l'Est, entre Marignieu et Flaxieu (fig. 15).

En résumé, entre une bordure occidentale souvent assez escarpée, surtout au S.-W. vers Magnieu, et une bordure orientale aux pentes plus adoucies, qui s'incline lentement vers le Séran et les marais de Lavours, le relief de la « chaîne » de Marignieu est constitué par une série de cuestas parallèles dont les abrupts font face à l'Ouest. Ces cuestas correspondent aux niveaux durs des terrains qui présentent un dispositif monoclinale en pendage vers l'Est, tandis que de nombreux et étroits sillons représentent autant de dépressions subséquentes affouillées dans les bandes plus tendres. Nous sommes donc en présence de nombreuses formes structurales ou au moins dérivées directement de la structure. Mais cela n'exclut pas des indices d'aplanissement que l'on repère sur les sommets. D'ailleurs, plus au Nord, vers Saint-Martin-de-Bavel, le relief devient moins ciselé et fouillé (fig. 14), les cuestas disparaissent et font place à un bas plateau dont le dispositif structural ne permet pas d'expliquer la présence et que jalonnent des dépôts tertiaires; les aplanissements apparaissent donc ici avec encore plus de netteté et d'ampleur.

On peut déceler dans la région plusieurs types de surfaces d'érosion. Commençons par examiner celles que recouvrent en partie des dépôts tertiaires caractéristiques et qui sont ainsi plus faciles à dater. Parmi ces dernières, l'une apparaît au S.-W. vers le village de Magnieu, sans d'ailleurs se marquer beaucoup dans le relief actuel. C'est ici que la bordure Ouest de la « chaîne » de Marignieu est la plus escarpée: elle correspond à la fois à une cuesta bajocienne et, au-dessous, à l'Ouest de la faille, à un talus raide entaillé dans les couches très disloquées, froissées et rebroussées, du Valanginien. Or, au pied de ce versant escarpé, là où la pente s'adoucit nettement, on trouve un placage de molasse burdigalienne allongé du N.-W. au S.-E. jusqu'au delà du hameau de Muzin. Parmi les galets et cailloux roulés multicolores qui constituent ce gisement, les uns sont des

cailloutis aplatis, à bords émoussés, renfermant des débris de Calcaires jurassiques à polypiers: il s'agit donc de produits ayant subi un transport peu étendu et probablement originaires de la « chaîne » voisine de Marignieu, de la bande de Rauracien en particulier. Mais il est aussi des galets beaucoup plus roulés, de nature surtout calcaire, dénotant une origine plus lointaine, alpine pour certains d'entre eux. Il s'agit en tout cas d'un dépôt renfermant des éléments d'origine diverse, empruntés à plusieurs terrains et assez fortement remaniés. Or, ces lambeaux de Burdigalien, caractéristiques d'une phase d'érosion, sont plaqués en discordance sur le Valanginien très froissé; mais ils recouvrent aussi au moins l'Hauterivien et peut-être même l'Urgonien qui sont ici masqués par des éboulis, vers Muzin, et surtout par les placages glaciaires du beau vallum morainique de Coron-Muzin. On peut donc bien parler d'une surface pré-burdigalienne, encore en partie fossilisée par la molasse et les terrains quaternaires, qui recoupe les divers étages du Crétacé. C'est la même esquisse de surface que celle qui, plus au Nord, a commencé à niveler la grande faille de Chazey-Bons. Elle a évidemment été reprise par les grandes dislocations pontiennes et a été très déformée, basculée violemment vers l'Ouest. Aussi ne joue-t-elle ici qu'un rôle restreint dans la topographie, s'identifiant seulement sans doute avec le versant raide qui domine Magnieu et qui apparaît comme dégagé depuis peu du placage molassique qui le recouvrait et sous lequel il disparaît en profondeur.

Il n'en est pas de même de la bordure orientale où nous retrouvons des traces de cette surface pré-burdigalienne. Ici un peu moins déformée elle a marqué d'une forte empreinte la topographie actuelle sur une assez grande étendue. En contre-bas de pentes un peu plus raides qui cernent les sommets mêmes des crêts valanginiens, s'étend en effet un versant incliné assez doucement et très régulièrement vers l'Est jusqu'à la plaine étonnamment plate des marais de Lavours. Ce glacis régulier apparaît avec une particulière netteté entre Vongnes, Semoy et Ceyzérieu. Plus au Sud, en effet, vers Polliou, sa régularité est troublée d'une part par l'apparition de hauteurs escarpées, sculptées dans l'Hauterivien, dues à l'existence d'un faciès plus dur de ce terrain, échancrées par l'encoche du lac de Barterand, et d'autre part par la présence d'un bourrelet très marqué de colline morainiques aux formes douces certes, mais qui cependant se surajoutent au glacis; sur ces collines sont bâtis les villages de Polliou et Flaxieu. Or, ce glacis tantôt correspond à l'Urgonien visiblement érodé, vers Polliou et Lézieu par exemple, tantôt même recoupe en biseau l'Urgonien, l'Hauterivien et le Valanginien, ainsi vers les hameaux de Semoy et de la Pierre. Il s'agit donc bien d'une surface d'érosion, assez basculée vers l'Est au Sud, moins déformée, au moins en apparence, au Nord.

Comment dater cette surface? Il n'y a pas, ici même, de dépôts tertiaires superficiels; s'ils existent, les débris morainiques et les alluvions anciennes ont pu les recouvrir; mais la présence, dans de petits ravins, de quelques galets multicolores ressemblant à ceux observés vers Magnieu incline à admettre en profondeur l'existence du Burdigalien. D'ailleurs à trois kilomètres de là, au Nord et au

Nord-Est de Saint-Martin-de-Bavel, nous constatons la présence de lambeaux de Burdigalien et même d'Aquitanién qui reposent sur un glaciais du même type, tantôt sur le Valanginien, tantôt sur l'Hauterivién ou l'Urgonien, dans une région de structure et de morphologie analogues. On peut donc penser que nous sommes là aussi en présence d'une surface pré-burdigalienn, reprise par les mouvements pontiens et déformée, plus ou moins basculée vers l'Est selon les lieux.

A première vue, elle semble avoir été plus inclinée dans la région méridionale, vers Polliu, où elle ressemblerait à l'esquisse de surface observée de l'autre côté de la « chaîne », vers Magnieu, alors que dans la région Nord, vers Semoy et Ceyzériu, le glaciais d'érosion s'incline plus doucement vers l'Est. Mais on peut se demander ici s'il n'y a pas eu recréusement ultérieur, remaniement par une phase d'érosion assez récente et s'il ne faut pas reconstituer la surface pré-burdigalienn remontant vers l'Ouest au-dessus du glaciais actuel et se raccordant aux aplanissements inclinés vers l'Est qui tranchent la cuesta valanginienn au S.-E. de Catton. Nous reviendrons bientôt sur ce point à propos de l'étude de la région de Saint-Martin-de-Bavel. Remarquons déjà que cette surface pré-burdigalienn a été formée de façon inégale et que les éléments encore visibles accusent une dissymétrie marquée: très inclinés sur la bordure occidentale, ils sont moins basculés à l'Est, ce qui après tout s'accorde entièrement avec l'origine alpine, donc orientale, des poussées tangentielles pontiennes. Notons enfin qu'à partir de cette surface d'érosion ancienne, les attaques ultérieures ont commencé à dégager des formes de détail adaptées à la structure, tel le petit crêt urgonien du hameau de La Pierre qui domine une légère dépression hauterivienn à laquelle font suite à l'Ouest quelques éléments locaux de surface structurale sur l'Urgonien dur.

A côté de ces esquisses de surfaces assez fortement basculées, plus ou moins selon les secteurs, que l'on peut repérer en bordure de la « chaîne » de Marignieu, il est, nous l'avons vu, des aplanissements plus élevés et moins déformés qui s'inscrivent sur les sommets des cuestas et les parties hautes de leurs revers: c'est à partir de ces aplanissements, que l'on peut reconstituer tangents aux sommets actuels, qu'une phase d'érosion plus récente a creusé les dépressions longitudinales qui burinent toute cette région. Les sommets ne correspondent pas exactement au dispositif structural et présentent des formes usées évidentes. Ici ce sont les cuestas bajociennes et bathoniennes de l'Ouest qui sont rabotées et élargies en petits plateaux inclinés vers l'Ouest, vers 370-380 m.; les éléments de surface structurale n'apparaissent qu'un peu en contre-bas vers l'Est, au contact des terrains plus marneux, Bathonien inférieur et surtout Oxfordien, dont elles sont déblayées depuis relativement peu de temps. Tel est le paysage qui s'offre aux yeux au-dessus de Magnieu où Bajocien et Bathonien fortement redressés sont nivelés, tout comme la grande faille qui les sépare du Crétacé; même spectacle à l'Est de Cressieu et vers Cuzieu, où les plateaux tranchant les sommets des Cuestas sont encore plus étendus.

Ailleurs, les aplanissements se marquent dans la cuesta rauracienne, ainsi à l'Ouest de Chavoley, où elle est beaucoup plus marquée que vers Poirin. Ils s'inscrivent vers 430 m. sur les couches du Séquanien, déterminant l'apparition, à l'Est de Chavoley, de plateaux recreusés ultérieurement par la boutonnière qu'occupe en grande partie le lac de Chavoley. Plus à l'Est, enfin, à une altitude encore plus élevée, comprise entre 470 et 537 m., les crêts de Portlandien et Valanginien sont à peu près tous recoupés, tronqués par des lambeaux d'aplanissements en pente parfois marquée vers l'Ouest: au-dessus des strates fortement relevées ce sont ainsi des formes vieilles qui apparaissent, maintenant perchées au-dessus des morsures de l'érosion actuelle, aussi bien au-dessus de Marignieu et du lac de Barterand qu'entre Vongnes et Poirin. Parfois même ce ne sont plus de simples lambeaux de surfaces aplanies, mais un véritable plateau cerné par des pentes raides et de dimensions déjà notables, tels celui qui, culminant à 537 m., recoupe en biseau Kimmeridgien et Portlandien au Nord de la cluse du Lit-au-Roi.

Si l'on rapproche ces différentes observations, on est conduit à admettre l'existence d'une surface d'érosion inscrite sur les sommets. Tangente aux cuestas et crêts, elle s'abaisse de l'Est vers l'Ouest, passant de 500 m. environ, au dessus du lac de Barterand, à 370-380 m., vers Billieu et Cuzieu. Sa pente est donc assez sensible, beaucoup moins cependant que celle de la surface pré-burdigalienne observée vers Polliou et surtout vers Magnieu. Quelle peut être cette surface? Aucun dépôt découvert à ce jour ne permet de la dater d'une manière sûre et précise, et il est peu probable qu'on en trouve jamais, sinon dans des fissures, sur ces sommets élevés et escarpés, où ils ont pu être aisément balayés par l'érosion. Mais en se fondant sur le mouvement de bascule qui l'affecte, sur sa déformation sensible, on peut déjà la considérer, au moins dans son origine, comme distincte des niveaux pliocènes horizontaux ou en tout cas très peu déformés. Cette surface est bien distincte aussi des esquisses d'aplanissements pré-burdigaliens repérés sur les bordures Est et Ouest; elle les recoupe visiblement sous un angle assez fort à l'Est, plus faible sans doute à l'Ouest. Enfin son aspect et sa position en altitude par rapport aux autres aplanissements incitent à la rapprocher de la surface qui, au Sud du Mont Tournier, rabote la voûte anticlinale vers le bassin fermé de la Latte et s'incline vers l'Est pour s'ensevelir sous le Pontien du val de Novalaise (fig. 16 cf. plus loin). Pour toutes ces raisons, il semble raisonnable de la considérer comme une surface néogène, pré-pontienne, ici distincte des plus vieilles surfaces oligocènes parce que postérieure aux mouvements vindoboniens qui avaient déjà déformé les esquisses de surfaces pré-burdigaliennes, maintenant disposées en facettes. Bien sûr nous ne disposons pas dans le bassin de Belley, comme dans le val de Novalaise, de cailloutis pontiens permettant de la dater avec exactitude. Mais il n'est pas interdit de penser que cette surface néogène inclinée vers l'Ouest est la même que celle que nous retrouvons recoupant la molasse vindobonienne dans les environs mêmes de Belley (fig. 15) : l'abaissement des altitudes (360-350 m.) vers Belley contre 370-380 m. sur la bordure occidentale de la « chaîne »

de Marignieu) s'explique aisément si l'on considère la résistance bien moindre qu'offre la molasse aux attaques de l'érosion.

Cette surface néogène a naturellement été reprise dans les mouvements pontiens qui semblent s'être traduits ici plus par un jeu de blocs soulevés et basculés que par des poussées tangentielles et des plissements. Elle a été ainsi inclinée, mais apparaît évidemment moins déformée que les esquisses de surfaces oligocènes, déjà affectées par les mouvements vindoboniens. Il semble aussi qu'elle ait été reprise dans ses parties basses, sur la bordure occidentale en particulier, par une érosion récente, pliocène supérieure et quaternaire, le travail de détail des glaciers ayant été actif dans cette région. Peut-être même les parties les plus élevées ont-elles été ramenées un moment dans le plan d'érosion du Pliocène inférieur, sans qu'on puisse le dire avec certitude. Nous reviendrons sur toutes ces questions à propos de l'étude des niveaux pliocènes (cf. 3^e partie, chap. IV).

Les remaniements récents d'anciens aplanissements apparaissent de façon plus évidente encore dans la dernière partie de la « chaîne » de Marignieu qui nous reste à examiner : la région septentrionale. Il s'agit ici d'un tout autre paysage, auquel le mot de chaîne peut encore moins s'appliquer qu'ailleurs. Ici en effet, plus de crêts ou de cuestas escarpés, séparés par d'étroits sillons longitudinaux ; le relief ciselé et articulé qui faisait le pittoresque de la région de Marignieu disparaît à hauteur de Catton et cède la place à un bas plateau (330-345 m.), faiblement ondulé, beaucoup plus cultivé, où se succèdent à de courtes distances le gros village de Saint-Martin-de-Bavel et les hameaux de La Vellaz et Nicuidaz (fig. 14 ,ph. 7). Remontant un peu au S.-E. vers Nicuidaz et surtout à l'Ouest jusqu'au sommet de la cuesta rauracienne qui domine la gare de Virieu-le-Grand, ce plateau se raccorde au Nord à la vallée du ruisseau de l'Aigue Morte et à la plaine d'Artemare par des pentes relativement modérées, surtout si on les compare à celles qui cernent à l'Est et à l'Ouest la partie méridionale de la « chaîne » de Marignieu.

Comment expliquer l'effacement des formes du relief et l'abaissement des altitudes ? Remarquons tout d'abord qu'il s'agit de toute évidence d'un plateau d'érosion, qui correspond ici au Valanginien usé, tandis qu'ailleurs la surface topographique recoupe Valanginien et Urgonien légèrement ondulé (entre la Vellaz et Nicuidaz par exemple) ou encore, vers l'Ouest, les divers étages du Jurassique supérieur. En outre, vers le Nord affleurent des dépôts tertiaires qui sont précieux pour la reconstitution de l'évolution morphologique. Au bas des pentes du rebord septentrional du plateau ce sont d'abord des conglomérats aquitaniens qui rappellent ceux du Pont d'Andert, dans le bassin de Belley, et qui reposent indifféremment sur l'Hauterivien ou le Valanginien. Dans cette même région, vers la gare d'Artemare et dans le ravin qu'emprunte la route d'Artemare à Saint-Martin, la molasse burdigalienne affleure, constituée par des lits alternés de marnes et de grès, en pendage vers le Nord, discordants sur le Crétacé et l'Aquitaniien, et renfermant de nombreux éléments d'origine diverse, empruntés aux terrains crétacés

et jurassiques. Ces placages de molasse burdigalienne se retrouvent aussi sur le plateau lui-même à Saint-Martin et au hameau de Truc.

Que conclure de ces observations? Nous avons ici sous les yeux une ancienne surface d'érosion qui remonte au moins à l'Oligocène et qui est d'ailleurs d'origine complexe, polygénique. Parfois ce sont des éléments de surface pré-aquitaniennes, jalonnés par des conglomérats et aussi fortement déformés, inclinés vers le Nord, ainsi près de la gare d'Artemare. Ailleurs, cette esquisse de surface, à peine façonnée, a été remaniée par l'érosion pré-burdigalienne et fossilisée sous les dépôts de molasse. Parfois déformée de façon sensible, comme sur le rebord septentrional du plateau, elle paraît en d'autres endroits avoir été moins bousculée: c'est le cas du plateau de Saint-Martin où elle se dégage de la gangue de molasse qui l'avait recouverte et qui apparaît encore par plaques; elle semble constituer le plateau subhorizontal pour remonter d'ailleurs ensuite vers le Sud-Est, dans la région de Nicuidaz. Mais ici les faits sont encore plus complexes et la surface pré-burdigalienne a visiblement subi d'autres retouches qui seules peuvent expliquer la platitude et l'abaissement du plateau. Elle a peut-être été remaniée déjà au Néogène par la phase d'érosion qui a façonné les aplanissements élevés de la partie Sud de la chaîne de Marignieu. Elle a surtout été ramenée par les dislocations pontiennes dans le plan d'érosion du niveau pliocène supérieur de 350-400 m. qui l'a reprise au Sud de Saint-Martin et l'a recreusée et élargie en un plateau subhorizontal assez étendu. Ce remaniement ultérieur n'a sans doute été rendu possible que par le caractère moins violent des efforts orogéniques pontiens dans cette région où les vieilles surfaces ont été moins déformées et surtout moins soulevées. On voit ainsi combien est complexe cet aplanissement de Saint-Martin-de-Bavel et combien il rappelle la surface polygénique, remaniée par l'érosion pliocène, qui, tout près de là, caractérise les plateaux de Contrevoz-Andert, dans la partie Nord du bassin de Belley.

V. — LA PARTIE OCCIDENTALE DU BASSIN DE BELLEY (7)

Si l'on excepte le paysage de bas plateau, qui est celui de la région de Saint-Martin-de-Bavel, la partie occidentale du bassin de Belley n'est pas sans analogie avec la « chaîne » de Marignieu. Par son relief très articulé et ciselé, par ses fines « nervures » allongées N./S. que J.-B. Martin avait déjà relevées [113], elle constitue à coup sûr la partie la plus pittoresque et fait contraste avec la zone des collines molassiques aux pentes molles des environs de Belley comme avec les plateaux secs, aux horizons monotones, d'Andert et Contrevoz.

Comme dans la région de Marignieu, la gamme des terrains qui affleurent est très étendue, depuis le Valanginien qui apparaît à

(7) Carte topographique au 1/80.000, feuilles de Chambéry N.-O. et S.-E., — 1/50.000, Belley.

l'Est et un peu à l'Ouest, vers Conzieu, jusqu'au Bajocien, qui constitue les sommets des environs de Saint-Germain-les-Paroisses et de Collomieu. Les différences de dureté sont à peu près les mêmes que dans la zone de Marignieu, les changements fréquents de résistance à l'érosion faisant augurer là aussi d'un relief bien différencié et très varié. Notons seulement que le Kimmeridgien semble moins marneux dans son ensemble et renferme des niveaux plus durs qui donnent naissance ici et là, notamment à l'Est du lac d'Armaille, à des hauteurs très escarpées. Quant aux placages tertiaires, on ne les trouve que sur la bordure orientale, et encore en un point seulement, entre Sillignieu et Peyzieu, où affleurent tout près l'un de l'autre Aquitaniens et Burdigaliens.

La tectonique, elle aussi, rappelle celle de la « chaîne » de Marignieu, au moins dans la partie orientale et centrale. Il s'agit encore d'une structure complexe (fig. 17), localement ondulée, mais surtout monoclinale et faillée, dont les pendages vers l'Est font affleurer des terrains de plus en plus anciens, au fur et à mesure que l'on va vers l'Ouest: c'est le début de la remontée des couches vers l'anticlinal du Molard de Don. Mais alors que plus au Nord, vers Contrevoz, cette remontée se faisait plus lentement et plus régulièrement, du moins jusqu'à la base même du versant du Molard, ne laissant affleurer que le Crétacé, les pendages sont ici plus forts, ce qui fait que le Bajocien apparaît au S.-W. de Saint-Germain-les-Paroisses. C'est ce relèvement plus important des terrains qui explique en partie les différences existant entre le relief finement nervuré de la région de Saint-Germain-Collomieu et la topographie plate et monotone des environs de Contrevoz. Plus à l'Ouest, au delà d'une dislocation qui abaisse les couches, la structure, toujours monoclinale, présente quelques ondulations plus marquées: les terrains se recourbent vers l'Ouest, ce qui explique le large affleurement de Bajocien au S.-E. d'Ambléon et la réapparition du Bathonien inférieur; cette dernière couche bute ensuite par deux dislocations très importantes contre le Jurassique supérieur auquel succède bientôt le Valanginien. Il s'agit donc d'un anticlinal faillé, au flanc oriental encore rigide, au flanc occidental plus ployé, quoiqu'encore haché de fractures: nous sommes ici dans le prolongement du synclinal d'Innimont et de l'anticlinal du Molard de Don; mais les correspondances ne sont pas rigoureuses entre la zone soulevée et la zone abaissée, ce qui laisse présager des dislocations obliques entre Saint-Germain et Ambléon. En outre, les couches subissent un abaissement énorme vers le Sud, de l'ordre de 800 m.

On conçoit qu'une structure aussi variée, où les pendages et les failles concourent à la succession rapide de terrains d'inégale dureté, ait pu donner à l'érosion l'occasion de sculpter un relief extrêmement fouillé, articulé et diversifié. C'est bien ainsi qu'il apparaît au voyageur qui le contemple du haut de la route de Saint-Germain-les-Paroisses à Lhuis, admirable belvédère sur le bassin de Belley tout entier. Faisant contraste avec les collines molassiques aux pentes convexes de Belley, une série de hauteurs escarpées s'allongent du Nord au Sud, séparées par de très nombreuses et étroites dépressions longitudinales, et dans tout ce paysage deux notes

dominant: la raideur des pentes et la dissymétrie. Partout ce ne sont que versants escarpés où la roche calcaire pointe au travers de maigres broussailles; partout les abrupts font face à l'Ouest tandis que vers l'Est les versants sont moins raides et constituent de beaux revers. Il s'agit visiblement en effet de *cuestas* correspondant aux niveaux durs du Valanginien, du Rauracien, du Bathonien et du Bajocien, *cuestas* qui parfois méritent le nom de crêts tant les pendages sont violents. Parfois aussi, comme à l'Ouest du lac d'Arbo-riaz, les talus abrupts correspondent en outre à des escarpements de faille rajeunis par une phase d'érosion récente. Sur les revers calcaires la karstification a fait son œuvre et les surfaces sont fréquemment lapiasées, surtout dans le Valanginien et le Jurassique supérieur.

Quant aux dépressions, elles sont affouillées dans les bandes plus marneuses, Kimmeridgien en partie et Oxfordien, dont les failles amènent la réapparition: elles sont donc de type subséquent. De largeur variable suivant les pendages (la dépression assez ample où est logé le lac d'Armaille correspond à un palier structural), ces dépressions sont parfois très plates et marécageuses, parfois encombrées de dépôts glaciaires qui donnent naissance à de petits bourrelets à l'abri desquels s'accumulent les eaux de nombreux lacs. Si l'on ajoute à ces faits la raideur des bas versants de chaque côté de ces vallées on ne peut pas ne pas évoquer le travail de langues de glaces anastomosées qui ont dû parcourir et recreuser des vallées sans doute esquissées antérieurement. Enfin, ces dépressions, où prairies et pépinières occupent les fonds tandis que les cultures s'étalent sur les pentes basses des revers de *cuestas*, communiquent entre elles par des percées étroites, parfois véritables cluses en gorges, dont la plus typique est celle qui, au Sud de Collomieu, perce les *cuestas* bathonienne et bajocienne.

Ce rapide examen montre ainsi la fréquence des formes du relief de détail qui sont sous la dépendance de la structure et de la tectonique. Pourtant comme dans la « chaîne » de Marignieu, quand on y regarde de près on s'aperçoit que les phases d'érosion anciennes ont une action plus importante qu'on ne le soupçonne au premier abord, et qu'elles commandent au fond le modelé ultérieur du relief de détail. Comme dans les environs de Marignieu en effet, il est peu de sommets de *cuestas* et de revers qui soient intacts: presque partout des aplanissements recoupent les strates. Parfois, comme dans les environs de Prémeyzel ce sont des plateaux étendus qui apparaissent, remplaçant ici le paysage de crêtes étroites. Ailleurs, des facettes d'érosion très inclinées bordent cette zone accidentée, sans rapport avec le pendage d'une couche dure quelconque, ainsi à l'Est, dans les environs de Peyzieu et d'Arbignieu. L'existence de surfaces aplanies anciennes, le plus souvent isolées des zones d'attaque de l'érosion actuelle, est donc indéniable. Il s'agit maintenant d'essayer de les distinguer et de les dater.

Là encore il est préférable d'étudier d'abord ces vieilles surfaces-là où un placage de terrains tertiaires permet de les identifier avec certitude même si — et cela va être le cas ici —, elles ne jouent plus qu'un rôle minime dans la topographie actuelle. Il est de ce

point de vue une région privilégiée, la bordure orientale entre Arbignieu et Peyzieu, là où la zone occidentale n'est plus séparée des collines molassiques que par la vallée du Furans. Ici la bordure est moins escarpée qu'au Nord ou au Sud et se présente, vers Arbignieu et Sillignieu, comme un versant incliné vers l'Est sans abrupts ni ressauts excessifs: ce versant porte d'ailleurs le hameau de Sillignieu et partiellement le village d'Arbignieu qui ont pu y étaler une bonne partie de leurs champs cultivés. Or il ne saurait être assimilé à la retombée structurale du Crétacé vers l'Est, car vers Sillignieu, le Valanginien en fort pendage vers l'Est apparaît érodé et aminci, tandis qu'au Nord d'Arbignieu et au Nord-Ouest de Peyzieu le versant recoupe Valanginien et Hauterivien ou Valanginien et Purbeckien. Il s'agit donc d'une surface d'érosion très déformée et inclinée vers l'Est, dont les attaques récentes, pliocènes et quaternaires, ne peuvent être seules responsables, d'abord parce qu'elle est précisément très déformée, ce qui ne s'accorde guère avec les niveaux d'érosion postérieurs aux dislocations pontiennes, ensuite et surtout parce qu'elle paraît dégagée depuis peu de placages tertiaires qui la fossilisaient.

Quand on emprunte en effet la petite route de Sillignieu à Peyzieu (fig. 17), on observe, au N.-W. de ce dernier village, plaqués contre la base du versant, de nombreux galets et cailloutis versicolores, parfois cimentés en un conglomérat, mais le plus souvent isolés; on peut les repérer dans les lits des petits ravins qui descendent vers l'Est. Ce sont des restes de conglomérat aquitanien, mentionné d'ailleurs sur la carte géologique, mais évidemment remaniés par les écoulements pliocènes, par le travail des glaciers surtout, qui les ont roulés ou au moins beaucoup émoussés, et même par le gel qui les débite en fragments anguleux. Ce lambeau d'Aquitanien repose sur le Valanginien très incliné vers l'Est et aussi sur l'Hauterivien qui doit se prolonger au S.W. d'Arbignieu, masqué par un placage glaciaire. Il fossilise donc un élément de surface pré-aquitaniennne, qui se déblaie peu à peu à l'Ouest et au Nord-Ouest et disparaît en pente forte sous le conglomérat.

Le versant incliné ne saurait toutefois s'identifier entièrement avec cette surface pré-aquitaniennne. En effet, de l'autre côté du petit ruisseau, ce sont les grès burdigaliens que l'on rencontre, masqués un instant par le placage glaciaire; reposant sur l'Aquitanien, ils recouvrent le Valanginien et l'Hauterivien sous le village même d'Arbignieu: ici ce sont donc eux qui fossilisent notre surface inclinée vers l'Est et l'on peut parler d'une esquisse de surface pré-burdigaliennne. Ce sont bien des esquisses d'aplanissements qu'il faut imaginer, qui, à peine évolués, ont été ensevelis sous des débris d'origine continentale puis retouchés par une phase d'érosion ultérieure, ici burdigaliennne, avant d'être à nouveau recouverts par les grès: ces esquisses devaient se recouper sous un angle très faible et les érosions successives se complétaient pour constituer déjà ainsi une surface polygénique.

Mais l'évolution morphologique semble encore plus compliquée: on voit en effet à Arbignieu et au S.-E. de ce village, la molasse vindobonienne reposer en transgression sur le Burdigalien. Il faut

donc admettre que notre surface (éogène?) déjà retouchée à l'Oligocène a subi encore des remaniements au Miocène moyen avant d'être fossilisée par les dépôts vindoboniens, sous lesquels elle disparaît. Il faut noter, ce qui est d'ailleurs normal, que cette surface polygénique a été plus ou moins déformée selon les lieux: très inclinée à l'Ouest du ruisseau, elle est plus proche de l'horizontale dans le compartiment affaissé de Belley. Nous retrouvons donc, une fois de plus, le processus d'évolution complexe déjà mis en évidence dans l'Île Crémieu. Ces éléments de surface polygénique se retrouvent tout près de là, au N.-E. de Peyzieu, où sur un lambeau d'Urgonien, qui pointe au milieu des alluvions fluvio-glaciaires, reposent de petits lambeaux d'Aquitaniens et de Burdigaliens, eux-mêmes recouverts à l'Est par la molasse vindobonienne: il s'agit du prolongement vers l'Est de la même surface qui disparaît sous le Vindobonien dans la partie orientale du bassin de Belley.

Peut-être aussi faut-il en voir des restes, remaniés ultérieurement bien entendu, dans l'encoche suspendue qui domine Peyrieu au N.-W. et dans la vallée de Fay, elle aussi suspendue au-dessus de la plaine du Rhône au Sud-Ouest de Peyrieu et au Nord de Murs. Ouverte dans le Valanginien dur subhorizontal, cette vallée renferme de nombreux galets roulés glaciaires, d'origine locale et alpine, ce qui prouve qu'elle a été façonnée antérieurement au quaternaire. Mais on peut hésiter à l'attribuer entièrement au creusement pliocène, étant donné la dureté des terrains, la profondeur et la largeur de l'entaille, que le seul travail d'une langue glaciaire ne suffit peut-être pas à expliquer. En outre, dans la partie Nord de la vallée, à hauteur des ruines du château de Tavollet, on constate la présence de galets versicolores à ciment rouge qui ressemblent à ceux que l'on observe dans le gisement aquitaniens du Pont d'Andert et qui pourraient bien être remaniés à partir de dépôts continentaux. Dès lors on peut se demander si dès avant le plissement pontien la région n'avait pas été entaillée par un creusement d'origine complexe, remontant peut-être à une phase préaquitaniens, et qui aurait ainsi préparé la voie aux attaques ultérieures du Pliocène et du Quaternaire.

Ces surfaces inclinées sur la bordure occidentale, qui ressemblent aux surfaces basculées de Magnieu et de Polliu dans la « chaîne » de Marignieu, ne sont pas les seuls aplanissements que l'on observe dans la partie occidentale du bassin de Belley entre Furans et Molard-de-Don. Il existe, en effet, à l'intérieur même de cette zone, des aplanissements encore déformés, mais moins inclinés qui, nous l'avons vu, tranchent les strates redressées des sommets. Il n'est pas besoin d'aller bien loin dans l'intérieur: on les retrouve à proximité immédiate des surfaces déformées de la bordure orientale, ce qui permet de fixer les rapports qui existent entre ces deux éléments. Empruntons la route d'Arbignieu à Collomieu: nous remontons d'abord le versant d'érosion étudié plus haut pour parvenir à hauteur du lieudit Sansenet, dans une zone de relief plus élevée et très articulée où alternent crêtes escarpées et étroites dépressions; le chemin de Sansenet à Sillignieu traverse cette zone et procure des vues étendues permettant d'embrasser à la fois la bordure

et l'intérieur. Nous avons sous les yeux des *cuestas* alignées N.-N.W/S.-S.E. qui correspondent aux couches dures du Valanginien, du Portlandien, et, plus à l'Ouest, du Séquanien et du Rauracien. Les sommets de ces *cuestas* et des revers sont régulièrement recoupés en biseau par des aplanissements plus ou moins étendus (fig. 17). Ces aplanissements sont légèrement inclinés vers l'Est; de plus, leur altitude un peu supérieure à 400 m. sur les *cuestas* valanginiennes de la bordure, augmente régulièrement vers l'Ouest jusqu'à atteindre 450 m. et même davantage vers Saint-Bois et Collomieu. Il est donc dès lors légitime de voir en eux des restes d'une surface d'érosion basculée de l'Ouest vers l'Est et que l'on peut reconstituer à peu près tangente à ces lambeaux aplanis.

Cette surface est-elle la même que la surface inclinée observée entre Arbignieu et Peyzieu? Il ne le semble pas. Du chemin de Sanzenet à Sillignieu on voit en effet monter fortement de l'Est le versant d'érosion de la bordure, et son prolongement recoupe de façon évidente la surface moins déformée de l'intérieur qui tranche les sommets des *cuestas*. Cette surface de l'intérieur se retrouve partout sur les sommets des revers et des *cuestas* et partout elle est de plus en plus élevée de l'Est vers l'Ouest et aussi, fait à noter, du Sud vers le Nord. On la repère ainsi dans la région de Collomieu et Saint-Bois, sur les *cuestas* bathoniennes et bajociennes (420-430 m.), ou encore, vers 430 m., sur le plateau situé au Nord de Premeyzel, dont la surface topographique recoupe le Bajocien et les divers étages du Bathonien. Dans cette région la très belle combe qui éventre l'anticlinal faillé depuis Crapéou et Conzieu jusqu'à Veyrin a été creusée à partir de cette surface d'érosion tangente aux crêts qui l'encadrent.

La présence d'un ancien aplanissement peut aussi être déduite de l'allure du réseau hydrographique, ruisseau de Sétrin et bief d'Agnens, qui manifeste à l'égard de la structure actuellement visible une très grande indépendance; les cluses, comme celle du bief d'Agnens au S.-E. de Conzieu, ne correspondent nullement à des accidents structuraux, ensellements ou fractures. Tout se passe comme si ce réseau hydrographique s'était établi sur une surface d'érosion déformée et inclinée, non seulement de l'Ouest à l'Est, mais aussi du Nord vers le Sud, ce qui expliquerait la direction du drainage dans cette région. De fait plus au Nord on repère des traces de ce même aplanissement ancien, mais à des altitudes un peu plus élevées: c'est le cas de la belle surface aplanie qui, à près de 500 m., recoupe si nettement les strates redressées vers l'Ouest sur le crêt de Rauracien-Séquanien qui domine, à l'Est, Saint-Germain-les-Paroisses; c'est le cas aussi du sommet aplani, coté 478 m., qui à l'Ouest de Brognin s'inscrit sur le Bathonien et le Bajocien. Et l'on pourrait multiplier les exemples de ces *cuestas* et revers rabotés qui attirent partout le regard, que ce soit à l'Ouest du lac d'Armaille ou le long de la route de Contrevoz à Saint-Germain-les-Paroisses.

Cette surface d'érosion si étendue dans la partie occidentale du bassin de Belley et déformée, inclinée à la fois de l'Ouest vers l'Est et du Nord vers le Sud, quelle est-elle? Nous n'avons pas de dépôts pour la dater de manière sûre. Son aspect assez déformé et le fait qu'elle s'inscrive sur des terrains redressés très durs et sur une

grande étendue interdisent de l'identifier avec un niveau pliocène, même pliocène inférieur; elle ne peut être postérieure aux grandes dislocations pontiennes et la durée du Pliocène ne semble pas avoir été assez longue pour permettre à de pareils aplanissements de se façonner.

Nous avons vu d'autre part que vers Sillignieu, sur la bordure occidentale, elle recoupe visiblement la surface polygénique très déformée, qui, commencée peut-être à l'Eocène, a subi maintes retouches à l'Oligocène avant d'être fossilisée par le Vindobonien. D'autre part, vers le Nord, cette surface tangente aux cuestas est plus élevée que les plateaux de Contrevoz-Andert et semble ainsi distincte de la surface préburdigalienne remaniée au Pliocène qui caractérise la partie septentrionale du bassin de Belley. Il semble dès lors que, comme dans la « chaîne » de Marignieu, nous ayons affaire à une surface d'âge néogène, pré-pontienne, déformée ensuite par les bouleversements du Pontien, qui d'ailleurs n'ont pas dû être très violents dans cette région affaissée. Remontant vers l'Ouest, vers le massif du Molard de Don, elle a été cependant moins basculée que la surface pré-vindobonienne, qui avait déjà subi plusieurs séries de déformations. Nous la retrouvons plus à l'Est recoupant la molasse vindobonienne des environs de Belley à une altitude inférieure bien entendu sur ces terrains tendres. Il est probable, comme nous le verrons dans la Troisième Partie, qu'elle a été reprise et remaniée par l'érosion pliocène, au moins dans la partie située immédiatement à l'Ouest du Furans. Elle a été en tous cas le point de départ des recreusements ultérieurs, pliocènes et quaternaires, qui ont si finement nervuré la topographie et c'est en ce sens qu'elle a commandé toute l'évolution morphologique de la région si pittoresque et si accidentée, quoique peu élevée, qui s'étend au pied du grand versant du Molard-de-Don.

CHAPITRE IV

LES APLANISSEMENTS DES MARGES SAVOYARDES DU BAS-BUGEY

I. — LE MONT TOURNIER (1)

Le Mont Tournier se présente comme une chaîne dissymétrique, allongée sur une quinzaine de kilomètres du Nord au Sud depuis la cluse du Rhône à Pierre-Châtel jusqu'au col de la Crusille, et culminant au Signal à 884 m. ; à vrai dire, au Sud du col de la Crusille, le mont se prolonge jusqu'aux environs de La Bridoire, par un chaînon effilé un peu moins élevé (702 m.) et surtout beaucoup moins massif. Retombant en pente assez douce vers le val de Novalaise à l'Est, où les bas versants se raccordent doucement aux plateaux molassiques, le Mont Tournier domine au contraire à l'Ouest par d'importants escarpements la bordure S.-E. du bassin de Belley et la vallée alluviale du Rhône. Ces traits assez simples du relief paraissent au premier abord calqués sur la structure. Il s'agit en effet d'un anticlinal relativement simple (fig. 19), ou plutôt du seul flanc oriental de cet anticlinal, car le flanc occidental, déversé vers l'Ouest par une assez forte poussée tangentielle, n'apparaît pas, masqué par les alluvions du Rhône et les éboulis au pied des abrupts. Il se peut d'ailleurs qu'au lieu d'une flexure avec laminage des couches, nous ayons affaire, au moins par endroits, à une dislocation séparant le Mont Tournier du bassin de Belley, comme cela se produit pour la bordure occidentale de la « chaîne » de Marignieu.

Cela ne change rien au dispositif général des terrains. A l'exception des niveaux du Jurassique supérieur qui constituent une bonne partie des escarpements occidentaux et forment quelques affleurements au S.-E. de Saint-Maurice-de-Rotherens, ils appartiennent en majorité au Crétacé : il s'agit même essentiellement du Valanginien dur et fissuré, favorable à l'évolution karstique, qui constitue pres-

(1) Carte topographique au 1/80.000, feuilles de Chambéry N.-E. et S.-E.

Carte topographique au 1/50.000, feuilles de Belley, La Tour-du-Pin et Chambéry et plans directeurs au 1/20.000.

que toute la voûte du mont; l'Hauterivien plus marneux et l'Urgonien ne forment que d'étroits affleurements sur le versant oriental. Mais les dépôts tertiaires ne sont pas absents, loin de là, et leur signification morphologique va se révéler très riche. Il s'agit de grès burdigaliens, renfermant parfois ici des niveaux assez durs, qui recouvrent sur presque toute sa longueur la base du versant oriental au contact du val de Novalaise et dont quelques lambeaux apparaissent aussi sur la voûte même, aux environs de St-Maurice-de-Rotherens. Il s'agit aussi et surtout de conglomérats aquitaniens dont l'extension est remarquable dans la partie Sud-Est entre Saint-Maurice-de-Rotherens et le col de la Crusille et qui, fait rare, constituent même un sommet presque aussi élevé que le Signal du Tournier, le Mont Chaffaron (865 m.). (ph. 11).

Si la lecture d'une carte à petite échelle donne l'impression d'une topographie moulée sur la structure, un examen plus approfondi montre que la surface de la voûte est très inégale, et qu'en réalité le relief est rarement adapté à cette structure. De nombreux vallons secs et dépressions fermées témoignent d'abord d'une érosion Karstique assez avancée et qui paraît ancienne (tertiaire?); ces formes Karstiques semblent avoir été déblayées depuis peu de la couverture molassique qui les fossilisait. Mais sans même parler de cette forme d'érosion spéciale ni de la brèche relativement récente de la cluse de Pierre-Châtel, il existe sur le Mont Tournier diverses particularités qui attestent que les attaques de l'érosion ont parfois modifié sensiblement les conditions structurales et ont créé un modelé original: ici les terrains ont été visiblement tronqués par un plan d'érosion et fossilisés ensuite par des dépôts tertiaires, ainsi au pied du versant oriental; là des encoches vigoureusement incisées attirent l'œil, sortes de cluses suspendues, témoin celle des Malods-Botosel; ailleurs enfin l'attaque de l'érosion a été si violente que le sommet de la voûte a été creusé et élargi en un véritable plateau, tandis que l'on peut relever tout autour des traces de facettes multiples d'érosion: c'est le cas de la région de Saint-Maurice-de-Rotherens et du Mont Chaffaron.

Parmi ces traces d'anciens aplanissements, il en est une que l'on peut identifier sur les pentes inférieures du versant oriental du Mont, au moins depuis le hameau de Charosse jusqu'au Collet, au Nord du Mont Chaffaron. La retombée régulière vers l'Est ne doit pas faire illusion: sauf en de rares endroits et surtout vers le sommet du versant constitué de Valanginien dur, cette retombée n'est pas structurale. Le versant recoupe successivement le Valanginien, l'Hauterivien et l'Urgonien en formant une surface aplanie régulière qui disparaît sous la molasse burdigalienne. Comme ce Burdigalien, formé de grès à éléments divers d'origine continentale, est assez redressé et repose en discordance tantôt sur l'une, tantôt sur l'autre de ces trois couches crétacées, on peut légitimement en déduire que l'on a sous les yeux des éléments de la surface d'érosion pré-burdigalienne. Cette surface a été déformée par les mouvements du paroxysme de plissement pontien et inclinée assez fortement vers l'Est. Mais comme les grès burdigaliens sont discordants sur le Crétacé, il faut admettre que des mouvements de moindre ampleur sont

intervenues entre le Burdigalien et le Pontien, mouvements qui auraient plus affecté le Tertiaire plus plastique, créant ainsi une disharmonie; cette surface pré-burdigalienne a été retouchée pendant cette période, sans doute au Vindobonien, comme cela s'est produit, nous l'avons vu, dans l'île Crémieu et le bassin de Belley. Quoi qu'il en soit, cette surface pré-burdigalienne, fortement déformée, constitue bien la partie inférieure du versant oriental du Mont Tournier, en formant une sorte de facette étroite, mais longue, qui tronque la retombée de l'anticlinal. Encore enfouie sous la molasse burdigalienne du val de Novalaise, elle est à peu près exhumée au fur et à mesure que le Mont Tournier est débarrassé de sa gangue molassique. Le fait apparaît nettement dans la région de Charosse et de la Grange des Rochettes où l'on voit le versant en roche dure s'enfoncer sous le bourrelet de collines aux formes plus douces constitués par la molasse (fig. 16 et 19, ph. 10).

Ailleurs, au lieu de se disperser sur une étendue aussi vaste, les attaques des systèmes d'érosion anté-pliocène se sont concentrées sur un objectif plus restreint et ont creusé une encoche très marquée dans la voûte anticlinale: c'est le cas de l'encoche des Malods-Botosel. Quand on regarde le Mont Tournier depuis le Sud du Bassin de Belley, on n'est pas sans remarquer que la voûte s'abaisse notablement au droit de Peyrieu pour former une sorte de col aux versants assez redressés, ou mieux une manière de cluse suspendue au-dessus de la plaine alluviale du Rhône. A cet endroit seulement les abrupts disparaissent à peu près totalement et un sentier peut descendre vers la route de Saint-Genix à La Balme, seul passage à travers le Mont Tournier entre le col de la Crusille et la cluse de Pierre-Châtel. Quand on part du val de Novalaise, par exemple au hameau des Malods, on gravit d'abord des pentes assez raides qui représentent en partie la facette d'érosion décrite plus haut, mais en partie seulement, car elle a dû être recreusée récemment à partir d'un ravin descendu des Rubatiers dont le torrent semble fort actif. Puis vers 565 m. la pente diminue brusquement et l'on se trouve sur une surface subhorizontale, à peine mamelonnée par des collines aux formes douces, qui sont en partie constituées de placages glaciaires (ph. 10). Il s'agit donc bien d'une forme suspendue au-dessus du val de Novalaise et caractérisée par une topographie sénile. Au Nord et au Sud, les versants, taillés dans le Valanginien dur en pendage vers l'Est, sont raides. Au Nord toutefois une petite combe longitudinale, correspondant sans doute à un niveau un peu plus marneux du calcaire et dominée de 20 m. environ par un petit crêt à l'Est, se raccorde très normalement avec notre encoche, dans laquelle se trouve la ferme de Botosel. Ce détail prouve que les attaques de l'érosion ont été assez puissantes et assez longues pour modeler ici tout un système de formes étroitement liées entre elles et déjà évoluées. ,

Cette cluse suspendue représente évidemment une ancienne morsure de l'érosion que l'on doit distinguer des niveaux pliocènes qui recoupent la molasse plus tendre du Val de Novalaise et y ont façonné des plateaux étagés (cf. 3^e Partie, chap. IV); elle a pu continuer à évoluer en même temps que ces plateaux, mais son origine

remonte au delà du Pliocène. M. Cholley, dans l'étude qu'il a consacrée au Mont Tournier [89, 90, 91] semble y voir une trace de l'érosion pré-burdigalienne, puisque, dit-il, « on la voit (l'encoche) dominée par un talus de molasse, à 666 m. d'altitude, en face du débouché Est, comme si la sédimentation néogène avait fossilisé l'encoche, datant ainsi sa formation ». On peut toutefois objecter que le talus molassique à 666 m. n'est pas exactement en face du débouché oriental de l'encoche, mais plus au Nord, à hauteur de la Grange des Rochettes; à l'Est de l'encoche le niveau supérieur de la molasse burdigalienne ne dépasse pas l'altitude de la cluse suspendue. On peut se demander aussi si la phase d'érosion pré-burdigalienne est seule en cause dans le façonnement de l'encoche. Celle-ci a pu sans doute commencer à se creuser avant le dépôt de la molasse burdigalienne qui l'aurait en partie fossilisée. Mais il semble bien que de faibles mouvements ultérieurs aient provoqué une reprise du creusement et que l'encoche ait été à nouveau modelée, approfondie et remaniée en fonction d'un niveau recoupant au moins le Burdigalien à l'Est et au Nord-Est, sinon même le Vindobonien.

Il s'agirait ici encore d'un creusement d'origine complexe où la phase pré-burdigalienne a peut-être été toutefois décisive. Bien entendu cette cluse suspendue a dû être reprise dans le plan d'érosion du Pliocène inférieur qui a laissé sa marque dans les plateaux supérieurs du Val de Novalaise, vers 600 m. d'altitude; des retouches de détail ont été encore apportées par l'érosion karstique, favorisée par la nature fissurée du calcaire valanginien, et peut-être par le passage des glaces qui ont abandonné à Botosel quelques boues morainiques. Ce creusement localisé et accentué d'origine complexe peut être rapproché des morsures qui entament ici et là la voûte anticlinale à proximité du Signal du Tournier et que l'on traverse entre Les Vullions et le Bornet. Il doit surtout être mis en parallèle avec les magnifiques encoches suspendues que constituent de l'autre côté du Val de Novalaise les cols du Chat et de l'Epine, où l'on soupçonne une évolution morphologique analogue.

Mais la partie la plus intéressante du Mont Tournier, celle qui nous fournit les renseignements les plus précis sur l'évolution morphologique de cette chaîne, est sans contredit la région méridionale qui s'étend de Saint-Maurice-de-Rotherens au col de la Crusille, déjà examinée par M. Cholley [90]. Au Sud du Signal du Tournier, la voûte anticlinale du Valanginien dur apparaît très usée par l'érosion, non plus seulement entamée par des morsures locales, mais creusée et élargie en un véritable plateau en partie tapissé de placages glaciaires : c'est d'ailleurs le seul endroit du Mont Tournier où du fait de l'extension des terres arables et du relief peu accidenté, les terroirs d'un village, Saint-Maurice, et d'un hameau, Le Bornet, s'évalent à l'aise. On distingue dans ce plateau deux paliers séparés par un ressaut peu élevé, mais bien net : le gradin supérieur où s'est établi le hameau du Bornet, vers 730 m., le gradin inférieur où se tiennent, vers 650 m., les maisons et les champs de Saint-Mauricede-Rotherens. Sur ce dernier plateau, qui n'est aucunement une surface structurale puisque le Valanginien s'y trouve très entamé, on note la présence entre des dépôts glaciaires signalés plus haut, de

lambeaux de grès burdigaliens, en particulier à l'Ouest et immédiatement au Sud du village qui datent ainsi l'élaboration de ce plan d'érosion. Vers le Sud-Est en empruntant la petite route qui conduit au col de la Crusille, après avoir gravi une rampe assez rude, on parvient sur une voûte presque plane qui, vers 700 m. recoupe en biseau le Valanginien, le Purbeckien, le Portlandien et le Kimmeridgien; en effet après s'être infléchi en une ondulation synclinaline secondaire, le Valanginien de Saint-Maurice se relève vers l'Est et cède bientôt la place aux divers étages du Jurassique supérieur. Cette voûte anticlinale n'a pas été respectée par l'érosion qui y a façonné un plateau peu ondulé (fig. 16). Bien plus, dans ce sommet raboté, les attaques ultérieures, surtout de nature karstique, ont creusé un beau bassin, inondé en partie à la fin de l'hiver, où la terra rossa assez abondante a permis l'établissement du petit hameau de La Latte.

Immédiatement à l'Est du bassin fermé de La Latte, la structure et le relief sont plus complexes. Au droit du hameau une pente raide conduit au sommet élevé du Mont Chaffaron où le Jurassique supérieur est recouvert d'une grosse accumulation de conglomérats aquitaniens et qui domine par un versant non moins escarpé le val de Novalaise. Au Nord-Est et au Sud-Ouest du hameau, l'altitude est moins élevée et l'on voit mieux la retombée orientale de la voûte où affleurent par la tranche, le Portlandien, le Purbeckien et enfin le Valanginien en fort pendage vers l'Est: une surface d'érosion a donc incontestablement tranché ces couches en biseau et s'incline vers l'Est, mais moins rapidement que les terrains du flanc Est de l'anticlinal. Au Nord du Mont Chaffaron, cette surface est fossilisée par la molasse burdigalienne, comme au pied de l'encoche des Malods; au Sud, ainsi vers le col où passe la petite route de La Latte aux Brats, elle supporte des lambeaux assez étendus d'Aquitaniens dont la couleur jaune est nettement visible sur les versants (ph. 11). Enfin, au contact de cette retombée orientale du Mont Tournier et du val de Novalaise, s'est modelé un relief de cuesta miniature, sur lequel on a une bonne vue d'ensemble de la descente de La Latte aux Brats. On observe en effet, au pied du versant du Mont Tournier, vers 580 m. d'altitude, une petite dépression subséquente modelée dans l'Aquitaniens, de faciès plus marneux ici, ou dans le Purbeckien et même le Portlandien plus au Sud, dépression qu'emprunte la route des Brats au col de la Crusille. Cette dépression est dominée à l'Est par une petite cuesta de grès burdigaliens, peu élevée (650 m. environ) et très morcelée en buttes par les petites percées conséquentes des ruisseaux se dirigeant vers l'Est. Les sommets de ces buttes, dont l'une porte des ruines, au S.-E. des Brats, sont tranchés par des aplanissements que l'on peut sans doute relier au niveau d'érosion qui, entre 650 et 700 m., s'imprime sur le versant oriental du Mont Chaffaron et sur les terrains jurassiques de la voûte, autour du bassin fermé de La Latte. A l'Est au contraire, ces aplanissements semblent se relier normalement à ceux qui s'inscrivent sur la molasse vindobonienne (fig. 16).

Comment interpréter ces faits? Il semble que depuis le début du Tertiaire, le pli anticlinal du Mont Tournier ait subi une série



Photo 9

Un autre aspect de la « chaîne de Marignieu » : les cuestas, crêts et combes de la partie méridionale. Vue prise de la route de Rillieu à Marignieu vers le N NE. De gauche à droite, revers de la cuesta bathonienne, combe oxfordienne, cuesta miniature rauracienne portant le hameau de Poirin (au centre) et escaladée par la route. A droite, cuesta de Jurassique supérieur dominant le village de Marignieu (à droite), enfin crêts de Valanginien encore plus élevés. Ces deux derniers crêts ou cuestas sont tranchés par des aplanissements inclinés vers la gauche, donc vers l'Ouest, restes d'une ancienne surface en partie prépontienne, à partir de laquelle ont été affouillées les dépressions.



Photo 10

La base du versant oriental du Mont Tournier vers les Malods, juste au Nord de l'encoche de Botosel. De gauche à droite, aplanissement néogène du sommet remanié au pliocène et peu incliné vers la droite, puis surface pré-burdigalienne beaucoup plus déformée qui disparaît sous le bourrelet de molasse burdigalienne aux formes plus molles, visible juste à droite des deux maisons des Malods. Au premier plan, niveau pliocène inférieur façonné dans la molasse du Val de Novalaise.

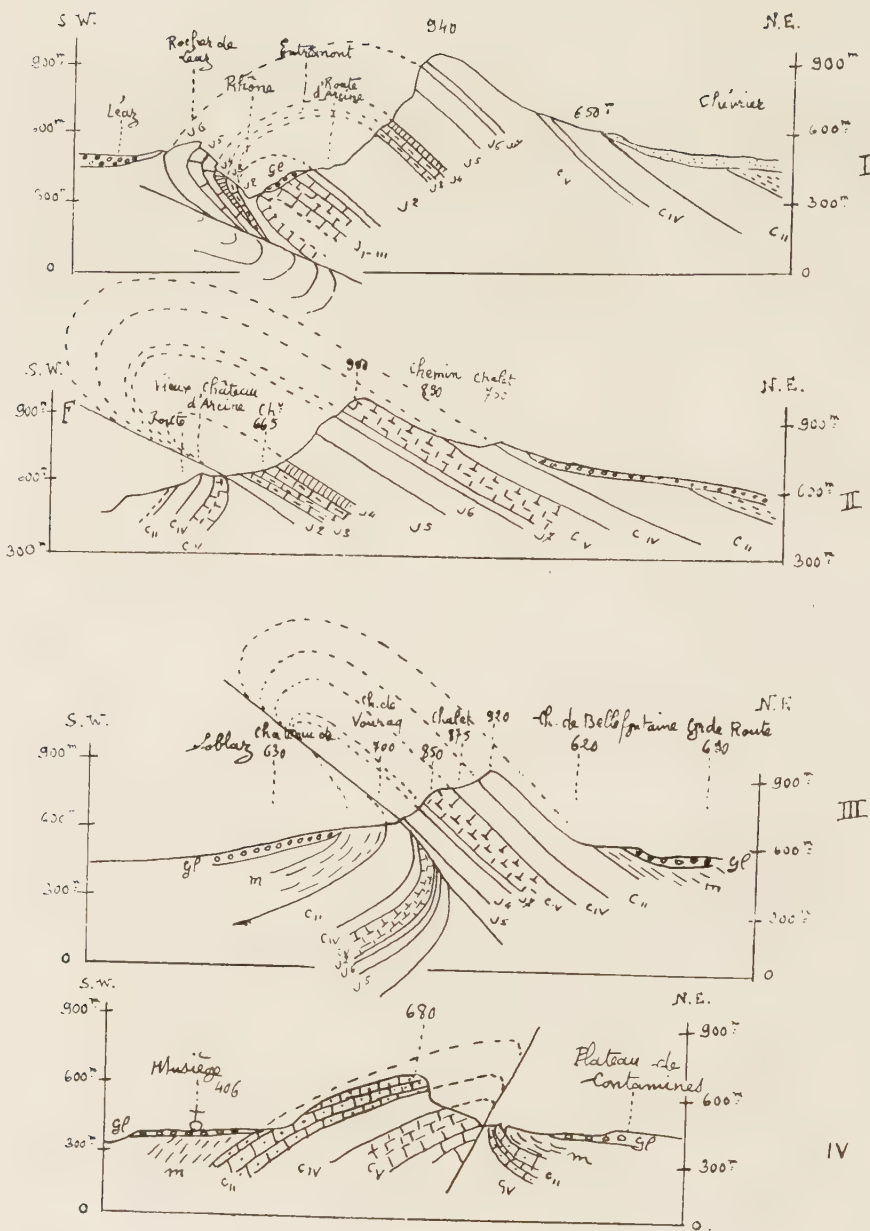


Fig. 12. — Trois coupes de la montagne du Vuache (I, II, III), au Nord, au Centre et au Sud, et une coupe du Mont de Musiège (IV) avec dissymétrie inverse (d'après M. H. Vincienne). Mêmes signes que pour la coupe fig. 9.

Echelle des longueurs et des hauteurs = 1 : 33 000.

d'attaques et de retouches de l'érosion qui se sont traduites par le façonnement de facettes situées dans des plans voisins, mais présentant entre elles un écart angulaire plus ou moins important. Parmi ces niveaux d'érosion disposés en facettes les uns sont très déformés par rapport à l'axe de l'anticlinal : ils sont manifestement antérieurs au paroxysme de plissement pontien ; les autres, plus proches de l'horizontale, beaucoup moins déformés, ne peuvent être que postérieurs aux grandes dislocations, c'est-à-dire pliocènes. On peut distinguer ainsi d'abord des éléments de surface pré-aquitaniennes ou pré-burdigaliennes, qui dérivent peut-être eux-mêmes d'une surface éogène, si l'on admet que cette région était déjà émergée à l'Eocène, comme la bordure Ouest du Jura ; mais il n'est pas possible ici de prouver de manière absolue l'existence de cette très ancienne surface. Aux environs de Saint-Mauricede-Rotherens, c'est une surface pré-burdigalienne peu déformée qui apparaît dans le plateau qui entame la voûte anticlinale ; fossilisée par les grès burdigaliens, elle a été exhumée à une époque relativement récente et correspond au Valanginien érodé ; on la voit se dégager en particulier entre le château ruiné et le village, sur un petit replat de rive droite du thalweg qui dégringole vers le Sud et aussi immédiatement au Sud de Saint-Maurice.

En réalité, les faits semblent plus complexes. Cette vieille surface a sans doute été assez déformée et, si la topographie apparaît maintenant quasi-horizontale, c'est peut-être que la surface pré-burdigalienne a été recreusée et remaniée par le niveau pliocène inférieur de 600 m. qui recoupe, au loin vers le S.-W., certains plateaux du Bas-Dauphiné et sur lequel nous reviendrons. Ainsi pourrait s'expliquer le ressaut observé entre Le Bornet et Saint-Mauricede-Rotherens : le gradin supérieur du Bornet pourrait bien représenter des éléments moins remaniés, plus intacts de la surface pré-burdigalienne en regard de la majeure partie du gradin inférieur ramené dans le plan d'érosion pliocène. Ailleurs, la surface pré-burdigalienne ou pré-aquitaniennes apparaît au contraire comme une facette très inclinée sur l'axe même de la montagne (fig. 16) : c'est le cas de la surface très déformée que l'on rencontre sur de faibles étendues au Sud ou sur la bordure orientale du bassin fermé de La Latte. Elle recoupe ici en biseau les couches du Jurassique supérieur, et s'incline fortement vers l'Est, quoique un peu moins que les terrains, sur la retombée orientale de la chaîne. Son façonnement a d'ailleurs été complexe et suppose déjà une origine polygénique, puisqu'elle est tantôt une surface pré-aquitaniennes s'ensevelissant sous les conglomérats aquitaniens du Mont Chaffaron, tantôt une surface pré-burdigalienne fossilisée par les grès burdigaliens au Nord de ce même mont. Recouverte ainsi par les dépôts oligocènes et miocènes, puis disloquée et déformée par l'accentuation de la voûte anticlinale, elle n'a encore été que faiblement exhumée et ne joue pas un rôle important dans la topographie actuelle, au contraire de ce qui se passe dans la région de Saint-Maurice, sans doute parce qu'elle n'a pas coïncidé, du fait de sa grande inclinaison, avec un plan d'érosion pliocène.

Cette surface, ici pré-aquitaniaenne et là pré-burdigaliennne, a été recoupée près du sommet par une autre facette qui se marque beaucoup plus dans le relief actuel. Il s'agit d'un plan d'érosion qui a raboté à son tour la voûte montagneuse; il s'incline encore vers l'Est, mais moins que le précédent. C'est lui qui, sur le sommet de la voûte, recoupe les terrains du Valanginien et du Jurassique supérieur et s'identifie avec le plateau doucement ondulé que l'on observe à l'Ouest du bassin fermé de La Latte. Mais à l'Est, il s'inscrit aussi sous forme de replats sur la molasse aquitaniaenne du Mont Chaffaron, un peu en contre-bas du sommet; plus à l'Est encore, il passe par les points hauts des grès burdigaliens, sans doute à peu près tangent aux parties les plus élevées de la cuesta (butte à l'Est de Mure), et recoupe aussi le niveau supérieur de la molasse vindobonienne en s'inclinant toujours vers l'Est. Finalement, il s'ensevelit sous les cailloutis pontiens du Nord-Est de Novalaise, ce qui permet de le dater (fig. 16 et 19). Il s'agirait ainsi d'une surface néogène, pré-pontienne, déformée elle aussi par les dislocations du Pontien, quoique à un moindre degré que la surface éogène remaniée à l'Oligocène; cette surface doit être assimilée aux aplanissements qui, sur le bord oriental de l'Ile Crémieu, recoupent la molasse vindobonienne et s'ensevelissent sous le Pontien.

Enfin, totalement différents des surfaces précédentes par leur caractère subhorizontal, apparaissent en certains points deux niveaux d'érosion, qui ne peuvent être que pliocènes. L'un recoupe, vers 630-650 m., les sommets de la cuesta burdigaliennne au S.-E. des Brats et a peut-être remanié des éléments de la surface néogène que nous avons reconstituée s'inclinant vers l'Est, un peu au-dessus des sommets de ces buttes; on le retrouve probablement aussi sur le gradin de Saint-Maurice-de-Rotherens, où il semble avoir repris des éléments de la surface pré-burdigaliennne, ramenée à peu près dans son plan d'action. Il s'agit sans doute du niveau pliocène inférieur, si développé vers 600 m. d'altitude dans le Bas-Bugey et en particulier le val de Novalaise où il constitue les plateaux supérieurs (cf. 3^e partie, chap. IV). Quant à l'autre niveau subhorizontal, représenté par des têtes de vallées mûres des petites percées conséquentes et peut-être par certaines parties, les plus creusées, de la dépression subséquente (ph. 11), il représente sans doute des éléments du niveau pliocène supérieur, qui est aussi très développé dans la région sur les terrains inconsistants. Il faut seulement observer que l'altitude que M. Cholley en donne est un peu faible, car il dépasse assez largement les 400 m.; mais nous sommes ici dans les parties supérieures des thalwegs, ce qui explique peut-être le relèvement assez sensible des altitudes.

Ainsi, par suite de circonstances favorables, abondance des dépôts tertiaires en particulier, il est possible de discerner sur le Mont Tournier des traces importantes des aplanissements pré-pontiens, qui tantôt se présentent sous forme de facettes distinctes les unes des autres, et tantôt se fondent en une seule surface d'origine complexe quand les attaques d'érosion de diverses époques se sont trouvées ramenées dans le même plan. Comme le notait M. Cholley [91] ce type d'évolution morphologique nous renseigne

sur la genèse des plissements de cette région car il suppose « des mouvements du sol répétés, mais de même axe et d'ampleur relative faible » plutôt que de violentes poussées tangentielles.

II. — CHAINONS DE MONTBEL ET DE SAINT-BÉRON-LA-BRIDOIRE (2)

L'étude de ces petits chaînons qui s'effilent à l'extrême Sud du Jura méridional offre un triple intérêt : il peut d'abord paraître utile de comparer les formes qu'ils présentent à celles que l'on a déjà rencontrées dans le Mont Tournier, dont ils constituent le prolongement au Sud du col de la Crusille. En outre, comme pour le Mont Tournier, plus encore peut-être, l'abondance des matériaux molassiques tertiaires qui les entourent, — et surtout ceux qui sont entassés à l'Est dans le val d'Aiguebelette et d'Attignat —, permet d'espérer une identification plus aisée des surfaces d'érosion éventuelles que l'on pourra déceler sur les chaînons eux-mêmes. Enfin, ces chaînons qui terminent le Jura au Sud-Ouest — du moins si l'on considère l'extension que l'on donne à cette chaîne en Géographie physique — présentent une réelle originalité de par leur faible altitude relative au-dessus des plateaux molassiques environnants (souvent moins de 100 m.) et aussi du fait de leur extrême étroitesse, encore plus marquée dans le chaînon de Saint-Béron-la-Bridoire qui est à peine large de 500 m. en certains points. Pour ces motifs, il est légitime de penser que l'on observera des différences sensibles entre ces chaînons et le Mont Tournier, beaucoup plus large, élevé et trapu.

LIMITES ET ASPECTS D'ENSEMBLE

Au Nord le Chaînon de Montbel semble prolonger sans discontinuité le Mont Tournier : il est permis toutefois après un examen plus approfondi de voir dans la distinction des deux chaînons autre chose qu'un simple changement de nom. En effet, les aspects du paysage et le dispositif structural changent vraiment au Sud du Mont Tournier. Dès Saint-Maurice-de-Rotherens et le Mont Chaffaron, on observe une diminution sensible dans la largeur du Mont Tournier. Mais la limite véritable des deux chaînons est située au col de la Crusille où la montagne se rétrécit brusquement au point de se réduire à un mince chaînon de plus en plus effilé vers le Sud ; du plateau plus ou moins creusé de dépressions fermées qui constituait la majeure partie du Mont Tournier au droit de La Latte, plus de trace ici ; une crête fortement dissymétrique est tout ce qui reste du mont. En outre, du point de vue de la constitution géologique des deux chaînons, si l'un et l'autre ont bien comme ossature les mêmes couches du Jurassique supérieur et du Crétacé infé-

(2) Carte topographique au 1/80.000, feuille de Chambéry S.-E.

Carte géologique au 1/80.000, feuille de Chambéry, 1/50.000, La Tour-du-Pin et Chambéry et 1/20.000 correspondant.

rieur, on observe en revanche que les terrains tertiaires, conglomérat aquitanien et molasse burdigalienne plaqués ici et là à l'intérieur du Mont Tournier et formant corps avec lui, ne se rencontrent plus dans le chaînon de Montbel au Sud du col de la Crusille; les dépôts molassiques voisins sont situés en effet franchement en dehors du chaînon et appartiennent au val d'Aiguebelette ou au plateau dauphinois du Pont-de-Beauvoisin. Il faut peut-être en excepter toutefois l'Aquitaniens qui apparaît au Sud de Saint-Béron, sur le versant occidental du chaînon et qui semble vraiment incorporé au pli.

Au Sud, il est indispensable de distinguer le chaînon de Montbel et celui de Saint-Béron, quoique les traits de la structure et du relief soient presque identiques dans l'un et l'autre. Ils sont en effet séparés par une sorte de décrochement qui apparaît très nettement dans la topographie entre les Planches et la Bridoire et est utilisé par le Tier, émissaire du lac d'Aiguebelette, pour se frayer un passage vers l'Ouest. Le chaînon effilé de Saint-Béron venant du Nord-Est et surgissant de la molasse vindobonienne aux Planches semble prendre le relais de celui de Montbel qui s'abaisse et disparaît à La Bridoire, et les voies de communication, route et voie ferrée de Saint-André-le-Gaz à Chambéry, ont profité de cette coupure oblique qui ouvre un passage commode à travers des chaînons peu élevés certes, mais fort escarpés vers l'Ouest. Quant au chaînon calcaire de Saint-Béron, après avoir culminé à 660 m. à l'Ouest du hameau de Chaboug, il s'abaisse peu à peu vers le Sud et disparaît à peu près au droit de Saint-Franc, relayé par les plateaux molassiques de l'Est désormais plus élevés que le chaînon de Valanginien lui-même. C'est ainsi que se termine, en s'ennoyant dans les énormes accumulations détritiques et marnes tertiaires, témoins de la mer molassique dauphinoise, un des derniers rameaux du Jura (3). D'ailleurs, quelques kilomètres à l'Est, la chaîne de l'Epine se dresse encore imposante à plus de 1.300 m. et ne se terminera qu'au Nord-Est de Saint-Laurent-du-Pont en s'accolant aux chaînes préalpines de la Grande-Chartreuse.

Si nous examinons maintenant les limites Est et Ouest de ces hauteurs effilées, on constate qu'elles sont semblables à celles du Mont Tournier, au moins en ce qui concerne le chaînon de Montbel. Ici comme au Nord du col de la Crusille, le trait essentiel est la dissymétrie. Partout le versant oriental s'abaisse en pente douce et les formes du relief plus nettes et plus rapides, souvent boisées, sculptées dans le Calcaire crétacé, cèdent progressivement la place aux pentes molles et convexes des collines molassiques bien culti-

(3) Cette disparition n'est pas définitive puisque ce chaînon réapparaît dans l'ultime chaîne jurassienne de Ratz, plus élevée qui ne se termine qu'à la cluse de l'Isère au-dessus de Voreppe. Mais ses caractères tectoniques ont complètement changé. Il s'agit désormais d'un anticlinal plus lourd et plus symétrique qui apparaît dans le prolongement du synclinal d'Attignat plus qu'il ne prolonge le chaînon de Saint-Béron et semble recevoir, vers les Echelles-Miribel, un rameau de l'anticlinal de l'Epine. Cf. la feuille de Grenoble de la carte géologique au 1/80.000.

vées: à peine découvre-t-on par place, à la limite des deux formations, une dépression étroite et peu profonde sur laquelle nous reviendrons. Le versant occidental au contraire est très abrupt et c'est sous l'aspect d'une muraille de Calcaires blanchâtres qu'il s'offre au regard. Rares sont les passages ouverts dans ce versant et c'est par des lacets en épingles à cheveu et une pente fort raide, surprenants en ce pays de basses montagnes, que la petite route d'Ayn à Vérel-de-Montbel rachète une dénivellation d'environ 250 m. On retrouve les mêmes caractères sur le versant occidental du chaînon de La Bridoire-Saint-Béron. Mais les faits sont beaucoup moins nets sur le versant oriental de cet ultime chaînon jurassien en raison de l'altitude élevée des plateaux molassiques de Saint-Franc qui tendent de ce côté à ennoyer le chaînon: c'est par un simple plateau exclusivement molassique dominant la vallée de Saint-Béron que le chaînon se termine à l'Ouest de Saint-Franc.

Deux faits sont caractéristiques de la topographie de ces chaînons: d'une part la présence de très nombreuses dolines qui entaillent les terrains calcaires le plus souvent boisés et font de ces hauteurs effilées de véritables écumoiros; d'autre part, l'existence d'encoches transversales qui les échancrent. Si la présence de dolines ne peut surprendre dans les calcaires si fissurés du Crétacé inférieur, Valanginien surtout, et s'explique suffisamment par l'altitude relative assez grande du chaînon au-dessus des plateaux molassiques occidentaux, en revanche, les nombreuses encoches qui trouent la ligne de crête posent un problème morphologique et retiennent l'attention du fait qu'elles ne sont plus reliées normalement au système de vallées actuel: il s'agit en effet d'encoches suspendues, faiblement il est vrai, au-dessus du val d'Attignat-Aiguebelette, mais beaucoup plus nettement au-dessus des plateaux du Bas-Dauphiné à l'Ouest, et de ce fait souvent recreusées par les dolines. Ainsi se présente l'encoche située au Sud des ruines du Château de Montbel, celle qu'utilise la petite route d'Ayn à Vérel-de-Montbel et deux autres trouées situées respectivement au Nord-Est et au Sud-Est de Saint-Béron, vers le hameau des Gruats et à l'Ouest de Saint-Franc. Il s'agit à n'en pas douter de reliques d'un système de drainage disparu. Il faut toutefois mettre à part parmi ces trouées une encoche beaucoup plus profonde, aux formes plus fraîches et plus raides, qui livre encore passage, celle-là, à un torrent et que l'on peut qualifier de vraie cluse: c'est la percée très étroite du Moulin de Bagnier, dont la gorge escarpée surprend quand on descend sur La Bridoire en venant du Pont-de-Beauvoisin. Cette cluse qui draine une bonne partie du val d'Attignat atteste une érosion récente, au contraire des formes molles et suspendues qui évoquent un passé morphologique déjà lointain.

LE STYLE TECTONIQUE.

Les chaînons de Montbel et de Saint-Béron comme le Mont Tournier sont fortement dissymétriques.

Leur flanc oriental est en effet normal. Les terrains du Kimmeridgien, Portlandien, Purbeckien et Valanginien présentent

un pendage normal et assez peu marqué, qui va en s'accroissant légèrement (10 à 15°) vers l'Est, ce qui est naturel au fur et à mesure que l'on s'éloigne de l'axe anticlinal. Au contraire, le flanc occidental est littéralement escamoté et semble effondré dans la molasse burdigalienne des plateaux du Pont-de-Beauvoisin que l'on trouve au pied de l'escarpement sculpté dans le Kimmeridgien, après une mince bande d'éboulis. Ce sont ces éboulis nombreux au pied de l'abrupt qui masquent la nature de l'accident tectonique du versant Ouest du chaînon de Montbel. Bien que les auteurs de la carte géologique (feuille de Chambéry) n'aient indiqué aucun signe particulier, il y a là évidemment un contact anormal; et d'ailleurs cet accident est mentionné un peu plus au Sud sur le versant Ouest du chaînon de Saint-Béron-la-Bridoire. Est-ce une simple faille ou un pli-faille avec déversement vers l'Ouest? C'est là tout le problème.

On serait tenté a priori d'écarter l'hypothèse d'un pli-faille et d'un chevauchement du Miocène des plateaux occidentaux par le Jurassique et le Crétacé du chaînon. Si l'on considère en effet la cluse étroite du Moulin de Bagnier ouverte dans le chaînon méridional de Saint-Béron-la-Bridoire, on constate que le Burdigalien n'affleure pas sous le Crétacé au fond de cette gorge, à la faveur de ce regard naturel, comme ce semblerait devoir être le cas si le Crétacé avait été poussé sur le Miocène de l'Ouest. En effet, sur la bordure occidentale du Jura aux environs d'Ambérieu (cluse de l'Albarine, vallons de Vareille et de Douvres) on voit très nettement le Pontien chevauché par le Jurassique [61]. On pourrait penser qu'il devrait en être de même ici — le Pontien étant remplacé par le Burdigalien — s'il y avait eu chevauchement.

Toutefois, à bien considérer les faits, l'argument ne paraît pas tout à fait convaincant. Dans le cas envisagé de la cluse du moulin de Bagnier, la coupure n'est peut-être pas assez profonde et la couche de Valanginien trop épaisse pour que l'on puisse voir affleurer le Miocène. En outre, le Burdigalien apparaissant de part et d'autre du chaînon les faits sont moins probants car il faudrait prouver que le Burdigalien de la cluse appartient bien à la même formation que celui de la Bridoire ou de Saint-Béron. Enfin, comme nous le verrons plus loin, il n'est pas sûr que le chaînon de Saint-Béron-la-Bridoire continue exactement celui de Montbel; aussi n'est-il peut-être pas permis de tenir les constatations faites dans les hauteurs de Saint-Béron pour valables dans le chaînon de Montbel. Même s'il n'y a pas déversement au Sud-Est de La Bridoire, rien ne nous permet de conclure qu'il en est de même au Nord. En réalité, du moins pour le chaînon de Montbel, il semble bien que l'on ait affaire à un pli-faille avec peut-être déversement vers l'Ouest ou au moins à une flexure plus qu'à une simple dislocation verticale: en plusieurs endroits, et notamment vers la petite route qui joint Ayn à Vérel-de-Montbel, les couches amorcent un ploiement prononcé, vers l'Ouest très visible, indice d'une tectonique plus plastique que cassante. Enfin, il faut souligner l'effilement et l'étroitesse de plus en plus marquée des chaînons au fur et à mesure que l'on va vers le Sud: celui de Saint-Béron se réduit fina-

lement à une mince bande de Valanginien à peine large de 250 m.

Examinons maintenant les deux chaînons dans le sens longitudinal. Si la dissymétrie constituait le trait essentiel d'une coupe Est-Ouest des deux plis, ici le principal fait qui attire l'attention, c'est, aux environs de La Bridoire, la terminaison de l'anticlinal de Montbel et son relais à un kilomètre à l'Est par l'anticlinal encore plus étroit de Saint-Béron, qui d'abord Nord/Sud s'infléchit vers le Sud-Ouest pour suivre à peu près ensuite le même méridien que le pli de Montbel. A première vue, on songe évidemment à un décrochement, si fréquent dans le Jura, avec coulisse oblique des deux plis, comme il s'en produit à plusieurs reprises sur la bordure occidentale du Revermont: il n'y manque pas même la cluse oblique du Tier qui s'insinue entre les Planches et La Bridoire à la faveur de ce point faible de la tectonique, tout comme l'Ain et le Suran profitent des coulisses de plis du Revermont.

Mais en dépit du caractère séduisant de cette hypothèse deux faits peuvent s'opposer à une telle interprétation. C'est d'abord la présence au Nord-Est de Saint-Béron, à l'Ouest de l'accident tectonique, de l'Urgonien, de l'Hauterivien et du Valanginien, subhorizontaux, qui semblent continuer normalement les couches du pli de Montbel; la liaison entre les deux groupes de terrains se ferait tout naturellement par l'intermédiaire du Valanginien qui affleure dans la vallée en gorge du Tier, en bancs à peu près horizontaux, entre Les Planches et La Bridoire. En outre — et ce deuxième fait est intimement lié au premier — on observe que le pli de Montbel s'abaisse progressivement vers le Sud à partir du signal de Dullin pour s'envoyer dans le Burdigalien vers La Bridoire: un petit plateau très régulier, véritable surface structurale, apparaît ici sur le Valanginien, que l'on retrouve dans la gorge du Tier et plus au Sud. Nulle part on ne voit apparaître de rupture brusque des couches, ni d'abaissement brutal du chaînon qui annoncerait un décrochement, comme c'est la règle à la limite occidentale du Revermont.

Il est permis dès lors de concevoir que le décrochement de La Bridoire n'est qu'une apparence et que le chaînon de Saint-Béron ne relaie pas vraiment celui de Montbel. A la lumière des faits précédemment établis on peut admettre que le synclinal de Novalaise est fragmenté en deux synclinaux secondaires séparés par une ride anticlinale ou plutôt par un horst dissymétrique et faillé de Crétacé redressé vers l'Ouest. Ce horst, encore enfoui sous la molasse dans la majeure partie du synclinal au Nord des Planches, apparaît au Sud de ce hameau et constitue ce que nous avons appelé jusqu'ici le chaînon de Saint-Béron qui serait en fait plutôt un paquet de Crétacé basculé vers l'Est et faillé qu'un véritable anticlinal. Mais cette dualité désormais bien visible du synclinal de Novalaise disparaît bientôt vers le Sud. Il semble bien en effet que le chaînon de Montbel, ennoyé sous une faible épaisseur de molasse à hauteur de La Bridoire, vienne s'accoler au « chaînon » de Saint-Béron, comme en témoignent les terrains subhorizontaux du Crétacé qui affleurent contre la faille au Nord-Est de Saint-Béron. S'il en est bien ainsi, ce dispositif tectonique entraîne la disparition de la branche occidentale du synclinal de Novalaise, qui retrouverait ainsi son unité. Par

là se trouve en somme préfiguré à une échelle plus réduite le schéma tectonique de la terminaison du Jura méridional lui-même, qui, on le sait, disparaît en s'accolant aux plis préalpins de la Grande Charreuse.

LES FORMES DU RELIEF ET L'ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE.

Nous avons déjà vu le contraste très net offert par les versants orientaux et occidentaux : à l'Ouest escarpements jurassiques élevés (250 m.), plutôt talus-flexure ou mieux encore talus correspondant à un pli déversé vers l'Ouest après déblaiement par l'érosion du flanc inverse que simple escarpement de faille ; à l'Est au contraire, versant en pente douce et assez régulière, façonné dans le Crétacé et le Jurassique durs, succédant sans contraste bien net aux pentes molles des collines molassiques du val et conduisant aux sommets souvent aplanis du chaînon. Ajoutons que de place en place le versant oriental est échancré par des encoches qui, sauf celle du Moulin de Bagnier à l'Est de La Bridoire, sont des vallées sèches maintenant suspendues au-dessus des vaux voisins, qu'en certains points d'étroites et brèves dépressions longitudinales s'ouvrent sur ces encoches, plus continues au contact de la molasse burdigalienne et du Crétacé, plus épisodiques à la limite du Valanginien et du Jurassique supérieur, et l'on aura ainsi déjà une vue d'ensemble de la topographie des chaînons.

Mais pour préciser davantage, observons une coupe du chaînon en le traversant entre Ayn et Vérel-de-Montbel par la petite route qui joint ces deux villages.

Partant d'Ayn, on traverse d'abord pendant environ 600 m. la partie occidentale des plateaux du val de Novalaise, au-dessus de la vallée creusée par l'affluent Nord du lac d'Aiguebelette. Ces plateaux peu ondulés, parfois même à peu près tabulaires, ainsi entre Novalaise et Ayn, sont largement développés dans le val aux alentours de 550/560 m. et la constance de cette altitude à laquelle ils se tiennent est aussi un fait remarquable. Parfois recouverts de débris morainiques, ils recoupent les divers étages tertiaires, Burdigalien, Vindobonien et, au Nord-Est de Novalaise, Pontien ; aussi peut-on les considérer comme les témoins, disséqués par les vallées creusées ultérieurement, d'une surface d'érosion. L'âge de ce niveau d'érosion est plus incertain. Sans doute son allure subhorizontale exempte de déformations importantes, incite à y voir une forme d'érosion pliocène, postérieure aux bouleversements du Pontien. Mais son altitude relativement basse par rapport à celle des formes du Pliocène inférieur rencontrées dans le Bas-Bugey peut faire hésiter à le ranger parmi ces formes. Il est en revanche trop élevé pour faire partie du système d'érosion du Pliocène supérieur auquel se rapportent incontestablement les vallées enfoncées et assez resserrées au milieu de ces plateaux, comme la vallée de Novalaise ou la dépression occupée par le lac d'Aiguebelette, mis à part les aménagements de détail opérés ultérieurement par les glaciers. Si l'on se souvient que ces plateaux sont constitués par des terrains en majeure partie inconsistants, on peut admettre qu'ils représentent en réalité une surface dérivée du niveau pliocène inférieur, facilement abaissée

par l'érosion parallèlement à elle-même dans cette masse de couches argilo-sableuses et caillouteuses.

Le niveau pliocène inférieur authentique, nous allons en revanche le retrouver dans les dépressions creusées dans le chaînon et d'abord dans l'encoche qui livre passage à la petite route. Il s'agit en réalité d'une encoche complexe formée de deux seuils séparés par une zone de topographie anarchique. Quittant en effet le plateau d'Ayn la route s'élève légèrement pour atteindre vers 580 m., au Nord-Ouest du hameau de Vétonne, un seuil assez large et évasé, façonné dans la molasse burdigalienne et à peine suspendu (20 m. environ) au-dessus du plateau, mais pourtant distinct de lui. Il s'agit en réalité d'une percée conséquente ouverte à travers une petite côte burdigalienne dont le front est tourné vers l'Ouest, face au chaînon lui-même, semblable à la cuesta que l'on rencontre au Nord du col de la Crusille bordant le mont Tournier. Sur cette percée conséquente se greffe une dépression subséquente surtout apparente au Nord de la route, de dimensions restreintes, affouillée dans les niveaux tendres du Burdigalien au contact du Calcaire Valangien en contre-bas d'un banc de grès plus dur qui constitue la corniche de la côte.

Plus à l'Ouest, nous voyons apparaître des formes karstiques assez développées: deux dolines de grandes dimensions sont situées de part et d'autre de la route et tendent à se rejoindre pour former un véritable ouvala, dont le fond se situe aux alentours de 565 m.: l'encoche est ainsi désorganisée par l'érosion karstique et les tassements qui se sont produits dans le calcaire très fissuré du Valangien; cette désorganisation de la topographie est tout à fait normale dans une encoche suspendue au-dessus des systèmes d'érosion actuels et sans liaison directe et subaérienne avec les vallées voisines. La route enfin, continuant à monter légèrement, emprunte pour franchir la crête de Montbel un col beaucoup plus étroit et un peu plus élevé (590 m.) creusé dans les calcaires du Valangien et du Jurassique supérieur. Ce seuil occidental est beaucoup plus nettement suspendu au-dessus des plateaux du Pont-de-Beauvoisin, qu'il domine de 200 m. environ. Son altitude un peu plus élevée s'explique aisément par la nature plus dure des terrains dans lesquels il a été creusé, si l'on met à part le Purbeckien relativement peu résistant. Il s'agit bien ainsi, à travers la complexité de ses aspects, d'une seule et même encoche légèrement inclinée de l'Ouest vers l'Est, désorganisée en son milieu par la karstification et suspendue au-dessus des plateaux voisins.

A quelle époque faire remonter sa formation? Notons tout d'abord qu'il s'agit d'un seuil assez étroit et presque horizontal, témoin d'une brève morsure d'érosion qui n'a pas été déformée par des mouvements orogéniques importants. Remarquons ensuite que son altitude est légèrement supérieure à celle des plateaux molassiques du val de Novalaise, qui, nous l'avons vu, recourent les différents étages du Miocène; elle est à peu près identique à celle des percées conséquentes de la cuesta burdigalienne située au Nord du col de la Crusille et signalées par M. Cholley [90] comme des témoins du niveau pliocène inférieur. Aussi est-il permis de penser

que le seuil emprunté par la route d'Ayn à Vérel-de-Montbel est tout différent de l'encoche des Malods ouverte dans le Mont Tournier, encoche plus élevée, inclinée assez fortement vers l'Est où elle disparaît sous la molasse burdigalienne et dans laquelle M. Cholley voit la marque de l'érosion oligocène. Tout comme les têtes de vallons situées vers Les Brats et Le Vivier au Sud-Est du Mont Chaffaron, le seuil d'Ayn, et bien entendu les petites dépressions subséquentes qui sont de plain pied avec lui, paraissent être des formes datant du Pliocène inférieur façonnées en fonction d'un niveau, plus élevé alors, des plateaux du val de Novalaise-Aiguebelette; la dureté et le relèvement prononcé des terrains du chaînon de Montbel expliquent le manque d'ampleur de cette morsure. Cette différence de dureté a fait aussi que les plateaux de molasse plus tendre ont vu leur altitude diminuer beaucoup plus rapidement que le seuil en terrains durs du chaînon : d'où la légère dénivellation observée entre ces deux formes.

Quant à la reprise d'érosion ultérieure, résultat non seulement d'un abaissement du niveau de base, mais aussi très vraisemblablement d'un léger soulèvement du chaînon, elle a eu pour résultat de déterminer un abaissement des eaux dans les calcaires fissurés et par là même de rompre la pente continue de l'encoche en faisant apparaître des dolines, cependant qu'à l'Est se creusaient les vallées du val de Novalaise qui représentent, à quelques retouches ultérieures près, le niveau pliocène supérieur. C'est à ce dernier qu'il faut certainement rattacher aussi à l'Ouest les Plateaux du Pont-de-Bauvoisin, amples et subhorizontaux, dont l'altitude oscille autour de 350/370 m.; leur altitude un peu inférieure tout comme leur étendue ne sauraient surprendre si l'on veut bien songer que nous sommes ici à l'Ouest du chaînon, dans une région beaucoup plus accessible avec remontées d'érosion de la fin du Pliocène parties de la dépression rhodanienne.

Si nous jetons maintenant un coup d'œil sur le versant oriental et le sommet du chaînon, nous observons de part et d'autre des formes aplanies incontestables. Le regard est d'abord attiré par la régularité avec laquelle monte vers le sommet le versant oriental en roche dure à l'Ouest de la petite dépression subséquente, à partir du moment où il est débarrassé de la molasse burdigalienne. Cette surface doucement inclinée vers l'Est qui constitue le versant est par endroit inscrite sur le Valanginien dur à peine débarrassé de la molasse qui le recouvrait jadis et peut-être alors considérée comme structurale. Mais, mis à part ces points bien localisés, l'ensemble du versant oriental recoupe non seulement les bancs du Valanginien, mais aussi ceux du Purbeckien plus tendres et parfois même le Portlandien, ce qui montre bien que, dans la majeure partie de son étendue, nous avons affaire à une surface d'érosion. En outre il semble bien qu'il y ait légère discordance entre le Burdigalien et le Valanginien : à hauteur des dolines du seuil signalées plus haut, là où la première formation cède la place à la seconde, on constate en effet un petit écart angulaire entre les pendages inclinés vers l'Est, 10° pour le Burdigalien, 15° pour le Valanginien. Il paraît ainsi bien établi que nous sommes en présence d'une surface d'éro-

sion pré-burdigalienne, déformée par les mouvements orogéniques ultérieurs, basculée vers l'Est et en cours d'exhumation à l'Ouest de la cuesta burdigalienne. Son intérêt morphologique est évidemment restreint en raison de son exiguité (elle est encore fossilisée à l'Est sous les dépôts tertiaires et quaternaires) et de sa déformation. Elle constitue cependant une bonne partie du versant oriental du chaînon de Montbel, et nous retrouvons ici les conditions morphologiques de la bordure Est du Mont Tournier.

Il est permis toutefois de se demander s'il s'agit seulement d'une surface pré-burdigalienne, si d'autres phases d'érosion plus anciennes n'ont pas contribué à son façonnement, bref si cet aplanissement n'est pas polygénique. A l'Est du Mont Tournier aucune indication ne permettait de confirmer cette hypothèse. Ici, au contraire, il est possible de préciser. On trouve en effet au pied des escarpements occidentaux du chaînon de Saint-Béron, sous l'encoche suspendue du hameau de Gruats, un dépôt de sables et argiles éocènes, figurant sur la carte géologique sous l'étiquette e_{III-V} ; ces sables et argiles réfractaires, proches par l'aspect des argiles bigarrées à silex roulés que l'on rencontre aux Déserts (Savoie) à l'Est de la Croix du Nivollet, dans les Bauges, sont des dépôts continentaux qui ont été élaborés sur une surface à faibles pentes soumises à un climat semi-désertique avec oueds intermittents (silex roulés). Reposant ici sur l'Urgonien et plus ou moins descendus dans les fissures de ce Calcaire très fendillé, ils témoignent d'une morsure d'érosion qui a raboté à l'Eocène les couches crétacées, a fait disparaître le Crétacé supérieur dans la mesure où il s'est déposé dans ces parages et a tronqué les terrains déjà un peu dérangés par les faibles mouvements orogéniques de la fin du Secondaire et du début du Tertiaire. Nous serions ainsi en présence, au Nord-Est de Saint-Béron, d'un lambeau de surface très ancienne, éocène, qui aurait été conservée dans ce compartiment effondré et qui serait exhumée depuis peu de temps sur une faible étendue.

Mais, en raison de la proximité de conglomérats aquitaniens qui apparaissent au Sud de Saint-Béron, il n'est pas permis de croire à la réapparition d'une surface éocène originelle; elle a visiblement subi des retouches au cours de la longue phase d'érosion subaérienne qui s'étend pendant l'Aquitaniens et une partie du Burdigalien avant d'être fossilisée par les dépôts de la molasse burdigalienne et vindobonienne. Il s'agit donc d'une surface polygénique très ancienne. Elle se présente ici presque horizontale, peu dérangée, — ce qui montre une fois de plus combien dans ce Jura méridional la tectonique de blocs faillés et l'influence du socle rigide sont prédominantes, si bien que l'on peut retrouver à proximité immédiate de plissements assez énergiques mais bien localisés des éléments de très vieilles surfaces à peine dérangés et seulement effondrés. Mais on peut valablement étendre ces conclusions au versant oriental tout proche des deux chaînons et penser en particulier que la surface d'érosion définie comme pré-burdigalienne sur la bordure Est du chaînon de Montbel, est en réalité aussi une très vieille surface polygénique dont l'origine remonte à l'Eocène: seule-

ment elle a été ici incorporée dans le plissement paroxysmal pontien et de fait elle est assez fortement basculée vers l'Est.

Cette surface polygénique éocène et oligocène n'est pas la seule forme d'aplanissement que l'on rencontre dans le chaînon de Montbel. Depuis la route de Novalaise à Ayn aussi bien que de l'encolure d'Ayn elle-même, on s'aperçoit aisément qu'il y a rarement une vraie ligne de crête aiguë et qu'en dépit de l'étroitesse du chaînon les sommets sont rabotés par l'érosion et souvent aplanis. Certes, il ne faut pas chercher de grandes surfaces; mais les petites plates-formes ne manquent pas et certaines sont assez étendues pour avoir été cartographiées sur la carte d'Etat-major pourtant bien imprécise: tels sont les aplanissements situés immédiatement au Nord du signal de Dullin (650 m. environ) vers la cote 696, au Nord du Seuil d'Ayn cette fois, ou encore la petite plate-forme qui porte les ruines du château de Montbel, perché au point culminant (702 m.) du chaînon. Or, ces lambeaux aplanis ne s'inscrivent pas sur des terrains durs horizontaux et ne coïncident même pas en général avec le seul Kimmeridgien du sommet du chaînon: ils ne peuvent donc être considérés comme des surfaces structurales. Bien au contraire, ils recoupent les bancs redressés vers l'Ouest du Kimmeridgien, du Portlandien et parfois du Purbeckien: ce sont des lambeaux exigus mais authentiques d'une surface d'érosion. Il reste à essayer de dater cette dernière.

Il faut observer d'abord que ces lambeaux d'aplanissements, quoique beaucoup moins déformés que la surface éocène-oligocène du versant oriental, ne sont pas absolument horizontaux: ils s'inclinent vers l'Est et si on les prolonge par la pensée on les retrouve sur les sommets, aplanis eux aussi, de la petite cuesta burdigalienne, par exemple au hameau des Côtes et au Nord-Ouest du hameau des Champs ou encore à l'Ouest de Vétonne. Ces derniers aplanissements sont certes moins élevés, mais il faut tenir compte d'un mouvement de bascule ultérieur et aussi du caractère moins résistant en général de la molasse plus aisément abaissée par l'érosion. La ligne tangente au sommet de la cuesta qui prolonge fictivement les aplanissements de la crête du chaînon peut être acceptée comme reconstitution de la surface d'érosion avant que celle-ci n'ait été démantelée par les entailles dues au creusement ultérieur. Il faut donc souligner déjà que cette surface distincte des aplanissements oligocènes très déformés qu'elle recoupe sous un angle appréciable, se différencie aussi des morsures pliocènes subhorizontales que nous avons rencontrées sous forme d'encoches étroites dans le chaînon, ou de plateaux étendus sur les terrains molassiques inconsistants.

Mais on peut, semble-t-il, préciser davantage. Si l'on prolonge encore vers l'Est la ligne qui matérialise cette surface un peu déformée et inclinée vers l'Est, on la voit se raccorder normalement à la base des cailloutis pontiens qui ont dû jadis remplir tout le val d'Aiguebelette et dont il reste encore des lambeaux vers Nances, au Sud-Est de Novalaise; par suite cette surface, qui est ainsi fossilisée sous les matériaux détritiques du Pontien peut être définie comme une surface pontienne élaborée après les plissements paroxysmaux du début de cette phase et déformée par les mouve-

ments moins violents qui se sont succédé au cours de cette longue période pontienne. Nous avons d'ailleurs trouvé une surface identique d'aspect, à quelques kilomètres au Nord sur le Mont Tournier, qui, prolongée par la pensée vers l'Est, disparaît sous les cailloutis pontiens de Meyrieux et Verthemex.

D'après cet itinéraire on voit qu'il s'agit d'un paysage et d'un type d'évolution morphologique qui rappellent beaucoup ce que nous avons rencontré sur le Mont Tournier et aux alentours du Mont Chaffaron. Ici, l'étranglement extrême du chaînon et la moindre amplitude du plissement empêchent l'apparition de formes d'érosion aussi largement développées sur les sommets que le plateau du Bornet et de Saint-Maurice-de-Rotherens; en revanche, la surface pontienne, si elle est moins étendue, se trouve par là même moins déformée. Il y a donc quelques différences entre les deux chaînes qui se joignent pourtant sans aucune discontinuité vers le col de la Crusille. Si l'on veut résumer brièvement l'évolution morphologique des chaînons de Montbel et de Saint-Béron et la genèse des formes du relief on peut concevoir, à la suite des mouvements orogéniques pré-curseurs qui ont fait émerger les dépôts crétacés et les ont soulevés, une première phase d'érosion sub-aérienne éocène et oligocène qui a raboté les différentes couches du Crétacé et au cours de laquelle se sont déposés les sables et argiles de Saint-Béron; la présence d'un conglomérat aquitanien et de grès à la base du Burdigalien prouve d'ailleurs que les mouvements du sol ont été multiples et que la surface d'érosion a subi des retouches qui lui confèrent un caractère polygénique. Cette surface a été ensuite fossilisée par la molasse burdigalienne et vindobonienne où l'on observe des alternances de dépôts marins et continentaux, ce qui signifie que des mouvements du sol se produisaient encore et que par suite les aplanissements étaient affectés par des déformations de faible ampleur.

Puis ce fut le grand mouvement paroxystique du début du Pontien, déterminant un plissement et un soulèvement beaucoup plus énergiques et par suite une vague d'érosion qui a raboté le sommet du chaînon tandis que les parties moins élevées disparaissaient sous les débris qui ont atteint à l'Est et à l'Ouest une grande hauteur dans les dépressions: le chaînon devait alors être presque enseveli sous les cailloutis. Mais, à la fin du Pontien et au début du Pliocène inférieur, des répliques atténuées de ces mouvements ont eu pour résultat de déformer cette surface pontienne, en même temps qu'elles provoquaient une reprise d'érosion généralisée: non seulement le chaînon a été complètement débarrassé de la gangue de cailloutis pontiens qui le recouvraient en partie, mais cette érosion pliocène a façonné, à partir de la surface pontienne basculée vers l'Est, les encoches transversales que nous avons décrites et les ébauches de dépression monoclinale, ce qui a eu pour effet de dégager un relief de côte modeste, mais bien net. Les mouvements du sol ultérieurs n'ayant eu que peu d'ampleur, ces morsures pliocènes sont encore à peu près horizontales, ce qui les distingue des surfaces plus anciennes. Mais le soulèvement limité et la reprise d'érosion qui se sont produites à la fin du Pliocène ont isolé ces encoches, qui se sont trouvées ainsi perchées au-dessus du val d'Aiguebelette

et livrées à l'érosion karstique. Le Quaternaire enfin ne semble avoir apporté que des retouches de détail à cette évolution: si l'on peut supposer, par analogie avec ce que l'on observe sur le Mont Tournier (encoche des Malods-Botosel) que ce modeste chaînon a été recouvert en grande partie par les moraines et se trouvait ainsi fossilisé une seconde fois, à l'heure actuelle il ne reste plus de trace de pareils dépôts; l'érosion vigoureuse de la période post-glaciaire les a fait disparaître et a exhumé une fois de plus le chaînon.

Ces formes du relief se retrouvent tout au long du chaînon de Montbel: nombreuses en particulier sont les encoches dans lesquelles les hameaux sont souvent installés, Deschamps au Nord, Vergénuèle au Sud; partout des aplanissements étroits apparaissent sur les sommets, partout s'esquissent des dépressions monoclinales et partout une réelle surface d'érosion inclinée vers l'Est caractérise le versant oriental. Le schéma morphogénique que nous avons décrit semble donc bien s'appliquer à l'ensemble de ces hauteurs.

Il faut en revanche faire quelques réserves en ce qui concerne le « chaînon » encore plus effilé et restreint de Saint-Béron au Sud. Sans doute l'évolution et la genèse des formes du relief ont été sensiblement identiques à celles qu'a connues le chaînon de Montbel. Sans doute trouve-t-on aussi des encoches suspendues au-dessus des régions voisines: encoche de la Rochette, à 1 km. au Sud de la cluse des Planches, seuil occupé par le hameau de Gruats au Nord-Est de Saint-Béron ou encore encoche qui ouvre un passage, assez élevé, entre Saint-Franc et Saint-Béron. Mais on ne peut absolument pas classer dans cette catégorie de seuils perchés le défilé ouvert dans le chaînon juste à l'Est de La Bridoire, entre cette bourgade et le Moulin de Bagnier: il s'agit là d'une véritable cluse livrant passage à un petit torrent qui collecte une bonne partie des eaux du val d'Attignat au Sud du lac d'Aiguebelette. La profondeur, l'étroitesse extraordinaire et la fraîcheur de cette entaille en V aigu en font assurément une forme d'érosion récente qui ne rappelle en rien les encoches suspendues, karstifiées et séniles. Peut-être a-t-elle été esquissées au Pliocène supérieur, quoiqu'il n'y ait pas trace de replats sur ses versants, qui marqueraient un stade antérieur de creusement. Mais assurément, elle est surtout le fait de l'érosion quaternaire, l'œuvre des eaux de fonte des glaces accumulées dans le val d'Attignat et qui se sont échappées vers l'Ouest plus déprimé, en s'enfonçant d'ailleurs sans doute par épigénie dans le Valanginien dur, une fois le chaînon débarrassé de sa gangue de produits glaciaires.

Enfin — et c'est le trait essentiel qui distingue ces hauteurs de Saint-Béron du chaînon de Montbel — cette crête de Valanginien émerge à peine de l'accumulation détritique de la molasse qui encombre le val d'Attignat. Les encoches suspendues citées plus haut ne dominent que faiblement les collines ondulées de ce val: elles sont de ce côté encore moins suspendues que ne l'étaient les seuils du chaînon de Montbel au-dessus du val de Novalaise. On a l'impression que plus on va vers le Sud, plus la gangue molassique est épaisse; ne se rapproche-t-on pas des lieux où la mer molassique fut la plus profonde et se maintint le plus longtemps. Le déblaiement

pliocène semble aussi avoir été moins efficace dans ce secteur; aussi ne faut-il pas ici chercher trace de la surface pré-burdigalienne déformée, encore enfouie sous la molasse. C'est à peine si les aplanissements pontiens, à la vérité fort exigus et difficiles à caractériser, se laissent entrevoir, c'est à peine même si le « chaînon » est exhumé.

III. — LA MONTAGNE DE PARVES (4)

Allongée du Nord au Sud sur 6 km. au maximum entre les cluses de Pierre-Châtel et du Lit-au-Roi, la chaîne de la Montagne de Parves se distingue nettement de la « chaîne » de Marignieu par son orientation d'abord, par sa tectonique ensuite, beaucoup moins disloquée que celle qui apparaît au Nord du lac de Bare, par les terrains qui la composent enfin, plus récents que ceux qui affleurent aux environs de Marignieu, où se montre même le Lias. En revanche la Montagne de Parves diffère peu du Mont Tournier, dont elle est dans l'exact prolongement, si ce n'est par l'altitude moins élevée, puisqu'à son point culminant, immédiatement au Nord de Pierre-Châtel, elle atteint tout juste 629 m. Mises à part aussi ses dimensions, moins imposantes, le relief de cette chaîne de Parves ressemble à celui du Mont Tournier par la dissymétrie qui le caractérise. S'élevant par des pentes assez modérées depuis la plaine alluviale de la vallée du Rhône, qui coule à l'Est, elle est bordée partout ailleurs par des abrupts : au Sud, au-dessus de la cluse de Pierre-Châtel, au Nord, où elle domine la cluse abandonnée du Lit-au-Roi et les eaux tranquilles du lac de Bare, à l'Ouest surtout où elle surplombe par des escarpements les collines molassiques et glaciaires de la partie orientale du bassin de Belley. Sa voûte dissymétrique présente, comme sur le Mont Tournier, des traces nombreuses de karstification, vallées sèches, dolines, petites dépressions fermées, comme au Nord de la cote 629. Dans toute la Montagne on ne relève guère que deux vallées drainées par de petits ruisseaux, le vallon de Marchérier à l'Est, celui de Nant au Sud, et encore ce dernier en partie seulement.

Comme au Mont Tournier, le sous-sol est constitué essentiellement par le Valanginien dont les multiples fissures se prêtent admirablement à la karstification. Il constitue presque tout le versant oriental, à l'exception de la région de Massignieu-de-Rives, au N.-E., où affleurent sur de minces bandes de terrain, l'Hauterivien et l'Urgonien qui s'enfoncent sous les alluvions rhodaniennes. A l'Ouest, comme au Sud de Pierre-Châtel, les abrupts sont essentiellement sculptés dans le Jurassique supérieur, mais le Valanginien y joue peut-être un rôle un peu plus important que sur la bordure occidentale du Mont Tournier. Quant aux dépôts tertiaires, ils sont aussi représentés sur la Montagne de Parves, mais — et c'est là une différence avec la chaîne du Tournier — beaucoup moins

(4) Carte topographique au 1/80.000, feuille de Chambéry N.-E. 1/50.000 Belley.

abondamment. On ne relève guère que quelques lambeaux de Burdigalien, plaqués contre la base du versant oriental vers Massignieu-de-Rives ; l'Aquitarien n'apparaît pas et l'on ne trouve nulle part ici une région aussi riche en gisements de molasse que les environs de Saint-Maurice-de-Rotherens.

En revanche le dispositif des terrains secondaires est absolument semblable à celui du Mont Tournier, comme l'on peut s'en rendre compte en observant l'allure des couches sur la très belle coupe naturelle que constitue le versant Nord de la cluse de Pierre-Châtel. Remontant avec un assez fort pendage depuis la région de Yenne, les terrains se ploient régulièrement pour dessiner une voûte normale, assez aplatie, jusqu'à hauteur de La Balme (fig. 17). Mais ensuite on cherche en vain la retombée occidentale de l'anticlinal ; flexure ou faille masquée sous les alluvions de Virignin, le contact se fait brutalement avec le synclinal de Belley, suivant un schéma vraiment très répandu dans la région. Signalons enfin que sur la bordure Nord, le contact avec la « chaîne » de Marignieu, très différente, se fait par une faille transversale important qui a guidé le creusement de la cluse maintenant abandonnée et que l'on repère au Sud du verrou du Lit-au-Roi dans les escarpements que baignent les eaux sombres du lac.

Pourtant, pas plus que celui du Mont Tournier, le relief de la Montagne de Parves n'est vraiment adapté à la structure. Ce n'est que localement que la topographie épouse fidèlement les contours du Valanginien dur et que l'on peut déceler de véritables surfaces structurales. Le plus souvent la voûte est nettement entamée par les attaques de l'érosion, et celles-ci ne sont pas seulement des morsures récentes se traduisant par des vallées jeunes ou des replats subhorizontaux apparaissant sur les versants de ces vallées que l'on peut dater du Pliocène (cf. 3^e partie, Chap. IV). Il existe en certains points de la chaîne des aplanissements plus déformés et moins localisés qui témoignent de phases d'érosion plus anciennes.

Parmi ces aplanissements il en est que l'on peut déceler assez aisément sur la bordure orientale au contact de la vallée du Rhône et des moraines latérales abandonnées par l'ancien glacier. A de rares exceptions près, la base du versant n'est pas une surface structurale. Au Sud, en de nombreux endroits, on voit le Valanginien très entamé par des creux d'érosion. Au Nord les faits sont encore plus nets puisqu'entre Sillins et le débouché oriental de la cluse du Lit-au-Roi, le pied du versant est constitué par le Valanginien, l'Hauterivien et l'Urgonien, qui sont recoupés par la surface topographique. Il s'agit donc nettement d'une surface d'érosion déformée, inclinée vers l'Est de 10 à 15°, donc en pente moins forte que les terrains crétacés (fig. 17). Or, à l'Ouest de Massignieu-de-Rives et du Grand Ecrivieu, cette surface d'érosion basculée disparaît sous des collines aux formes molles, qui sont ainsi plaquées contre la Montagne et sont d'ailleurs peu distinctes des bourrelets morainiques nombreux à la base du versant ; ces collines sont formées de molasse burdigalienne, dont les galets versicolores apparaissent dans de petits ravins (il se pourrait d'ailleurs que ce faciès indique la présence de lambeaux d'Aquitarien, non mentionnés toutefois



Photo 11

Le même versant plus au Sud sous le Mont Chaffaron, qui est à gauche de la photo (route de La Latte aux Brets). Petite dépression monoclinale affouillée dans les sables de l'Aquitaniien (sablère au centre) et dominée à droite par une cuesta de grès burdigalien dont certains sommets présentent des aplanissements. Au fond, à droite, versants très redressés et sommet très lourd du Mont du Chat.



Photo 12

Le versant occidental du Molard de Don, vu de la route de Lhuis à Belley. A droite, la boutonnière de Marchamp-Lompnaz, type de dépression drainée et reliée par la Brivaz au réseau hydrographique, trace de l'érosion du pliocène inférieur : noter le replat de Cerin à droite et le petit ravin de recreusement récent de la Brivaz. Au-dessus, restes de la surface néogène basculée vers l'Ouest dont dérivent ces dépressions : à droite, dans le Bois de la Morgne, surface du sol inclinée vers la gauche et recoupant les strates ; au centre, aplanissements de Vereraz ; à gauche, crêtes de la cote 636 et du Bois de la Mareraie, d'altitudes décroissantes vers l'Ouest. Relief appalachien typique. A l'arrière plan, formes plus lourdes du Massif de Portes.

A		Eboulis.	J ⁸		Purbeckien.
a		Alluvions.	J ⁷		Portlandien.
g ^l		Moraines et matériaux fluvioglaciers.	J ⁶⁻⁵		Kiméridgien.
pl		Pliocène.	J ⁴		Astartien.
m ⁴		Pontien.	J ³		Rauracien.
m ³		Vindobonien.	J ²		Argovien et Oxfordien.
m ²		Burdigalien.	J ¹		Callovien.
m ₁		Aquitanien.	J _{1-III}		Bathonien.
m _{II}		Stampien.	J _{IV} ^a		Bajocien supérieur.
e _{IV-V}		Eocène inférieur.	J _{IV} ^b		Bajocien inférieur.
c ⁶		Crétacé supérieur.	l ⁴		Tourcien.
c ⁵⁻¹		Gault et Aptien.	l ³		Charmouthien.
c _{III}		Urgonien (Barrémien).	l ²⁻¹		Sinémurien et Hettangien.
c _{IV}		Hauterivien.	l ₁₋₃₋₁		Rhétien et Trias supérieur.
c _V		Valanginien.			

Légende des signes employés pour désigner les terrains figurant dans les coupes (sauf pour certaines coupes à côté desquelles figure une légende spéciale).

-----	Surfaces aquitano-burdigaliennes identifiées par des dépôts.		Niveau pliocène inférieur.
- - - - -	Surfaces néogènes polygéniques.		Niveau pliocène inférieur karstifié (bassins fermés).
- . - . - .	Entailles pliocènes isolées dans les surfaces néogènes.		Niveau pliocène supérieur.
x . x . x . x . x . x .	Surfaces de planation karstique pliocène remaniant les surfaces néogènes.		Niveau pliocène supérieur karstifié (bassins fermés).
	 Niveau quaternaire (lacustre ou fluvatile).		

Légendes des signes employés pour désigner les aplanissements mentionnés sur les coupes. Deux signes sont parfois superposés pour indiquer le caractère polygénique de certains aplanissements.

sur la carte géologique). En fossilisant ainsi la surface d'érosion inclinée, ces dépôts tertiaires permettent de la dater : il s'agit d'éléments de la surface préburdigalienne (remaniant peut-être une surface pré-aquitaniaenne), qui apparaît comme une facette fortement inclinée sur l'axe même de la montagne. Comme sur le versant Est du Mont Tournier (région de Charosse), la surface d'érosion, ensevelie sous le Burdigalien, a en effet été très déformée par les dislocations ultérieures, pontiennes surtout.

Ailleurs cette surface inclinée a été recreusée par des attaques de l'érosion récente qui y ont ciselé de petites formes structurales ou substructurales. C'est le cas immédiatement au Nord de Yenne, au-dessus du hameau de Saint-Didier, sur la route qui joint Yenne à Nattages. On observe en effet à l'Ouest de la route un petit crêt dont l'abrupt fait face à l'Ouest, en contre-bas duquel est creusée une étroite combe monoclinale où la terre arable est mise en culture, tandis que plus à l'Ouest le versant remonte en suivant fidèlement le pendage de dalles calcaires plus dures. Il s'agit probablement d'un niveau plus marneux du Valanginien qui a été légèrement affouillé par l'érosion différentielle, fait normal à proximité du niveau de base du Rhône, cependant qu'immédiatement à l'Ouest de la combe une surface structurale locale se déblayait sur un horizon plus dur. Ici l'on doit reconstituer la surface préburdigalienne tangente au crêt miniature, dont les couches sont d'ailleurs un peu tronquées, et constituant plus haut le versant, là où le Valanginien est entamé.

En dehors du versant oriental les traces d'anciens aplanissements, sans doute en grande partie antérieurs aux dislocations pontiennes, apparaissent vers les sommets, mais cette fois beaucoup moins déformés. Comme le Mont Tournier la voûte anticlinale de la Montagne de Parves est rabotée par l'érosion, qui y a parfois sculpté de petits plateaux où le Valanginien se trouve très érodé. Il en est ainsi vers le village de Parves, où les strates dures du Valanginien en pendage vers l'Est sont tranchées par la surface topographique. La voûte a été creusée et élargie en un plateau un peu ondulé où se sont établis les terroirs de Parves et du hameau de Montpellaz. Ce plateau mamelonné, suspendu au-dessus de la cluse du Lit-au-Roi et du ravin de Marchérieu, ne peut visiblement être relié au niveau pliocène subhorizontal, qui, nous le verrons, apparaît en contre-bas. Des aplanissements du même genre apparaissent aussi dans la partie méridionale de la montagne de part et d'autre du hameau de Nant. Il y a là une surface qui rabote à la fois les terrains du dôme terminal au Nord de la cote 629, et les strates inclinées du crêt qui domine à l'Est le hameau de Nant. Un peu déformée, basculée vers l'Est, elle peut être reconstituée à peu près tangente aux sommets encadrant le vallon de Nant (fig. 17). C'est à partir d'elle que ce vallon a été creusé par une érosion plus récente, probablement pliocène. Ajoutons qu'elle a été modifiée bien entendu par la karstification, et qu'elle est entamée par des dolines et de petites dépressions fermées.

Que représentent ces aplanissements élevés qui rabotent la voûte de Parves et qui sont déformés, moins toutefois que la sur-

face préburdigalienne décelée près de Massignieu-de-Rives? Il n'y a pas ici, comme sur le Mont Tournier, de dépôts tertiaires qui permettent de dater avec certitude. Mais on est sans doute fondé à y voir une surface néogène, immédiatement pré-pontienne, par analogie avec la surface néogène bien identifiée vers le Mont Chaffaron, qui là-bas aussi recoupait les terrains de la voûte anticlinale, s'inclinait vers l'Est moins fortement que la surface pré-burdigalienne et en contre-bas de laquelle était creusé le bassin fermé de La Latte, comme ici le vallon de Nant.

Cette identification admise, on peut constater que les deux facettes d'érosion pré-pontiennes se recoupent comme au Mont Tournier. L'une, la surface éogène remaniée à l'Oligocène et fossilisée par le Burdigalien, a été plus déformée parce qu'aux dislocations pontiennes se sont ajoutés pour elle les mouvements vindoboniens dont on retrouve des traces dans tout le Jura méridional. Ainsi sur les voûtes anticlinales assez accentuées de Parves et du Mont Tournier les facettes d'érosion se recoupent nettement, les diverses esquisses de surfaces d'érosion pré-pontiennes sont moins confondues que dans la zone effondrée du bassin de Belley, où les plans d'érosion étaient voisins et les angles de recoupement faibles. En outre sur ces reliefs vigoureux l'érosion pliocène, au lieu de remanier les anciens aplanissements comme sur les plateaux de Contrevoz-Andert, y a creusé le plus souvent des vallées profondes et bien individualisées comme le vallon de Nant et de Marchérieu.

CHAPITRE V

LES APLANISSEMENTS DES MARGES SAVOYARDES DU BAS-BUGEY (Suite)

De l'autre côté du Rhône, dans la chaîne du Landard-Charvaz, de l'Épine - Mont-du-Chat et du Gros Foug, on retrouve des traces d'aplanissements qu'il faut probablement rattacher aux vieilles surfaces d'érosion que l'on a observées dans la chaîne de Parves et du Mont Tournier.

IV. —CHAÎNE DU LANDARD ET DE LA CHARVAZ (1)

Il s'agit d'un ensemble montagneux qui prolonge la Chaîne du Mont-du-Chat, mais dont le relief est plus complexe. Au N.-E. de Billième, la Charvaz se dédouble en effet en au moins deux lignes de hauteurs, précisément près de l'endroit où elle atteint sa plus haute altitude (1.158 m.). L'une de ces lignes de hauteur longe le lac du Bourget, qu'elle domine par des pentes très raides, jusqu'au canal de Savières, où elle s'ennoie sous les alluvions des marais de Chautagne, pour reparaitre momentanément dans la butte isolée et escarpée du Molard de Vions. Echancrée par des encoches suspendues au S.-E. d'Ontex et au droit de Semelaz, là où passe la route touristique qui fait le tour du Lac du Bourget, elle s'abaisse rapidement vers le Nord et dépasse à peine 600 m. L'autre ligne de hauteurs, après avoir culminé au Signal de La Charve (1.158 m.), s'abaisse elle aussi assez rapidement, moins toutefois que la chaîne orientale, puisqu'elle atteint encore 920 m. au S./S.W. d'Ontex. Elle est elle aussi échancrée par des encoches suspendues comme au S.-W. d'Ontex. Mais à hauteur de ce village elle est relayée plus à l'Ouest par un relief dissymétrique, un crêt qui apparaît à Jongieux et qui, flanqué plus à l'Ouest encore, au-dessus du Rhône, d'un autre crêt, se prolonge sous le nom de Mont Landard jusqu'au canal de Savières, au-dessus de Chanaz. Le Landard est également échan-

(1) Carte topographique au 1/80.000, feuille de Chambéry N.-E.
Carte topographique au 1/50.000 en courbes, feuille de Rumilly.

cré par une encoche suspendue, au N.-W. de Semelaz, et surtout par une cluse vive, étroite et profonde, par où s'insinue la route de Lucey à Saint-Pierre-de-Curtille.

Ce relief correspond à une structure nettement plissée, et très diversifiée à cause du nombre des couches qui apparaissent et des changements fréquents de faciès qui les caractérisent. La série secondaire est en effet très largement représentée, de l'Urgonien qui constitue les pentes escarpées dominant le lac du Bourget au Bajocien, qui affleure sur une étroite bande près de Lucey. Dans cet ensemble, l'Urgonien, le Valanginien en majeure partie, le Séquanien-Rauracien et le Bathonien constituent l'ossature du relief en favorisant par leur dureté la sculpture de crêtes hardies, tandis que l'Hauterivien et surtout le Kimmeridgien, assez marneux ici, et l'Oxfordien sont affouillés en combes monoclinales ou même en bassins intérieurs de dimensions importantes. A ces terrains secondaires s'ajoutent, en bordure du lac du Bourget, notamment entre Conjux et l'abbaye de Hautecombe, quelques placages de Burdigalien sur les couches très redressées de l'Urgonien.

Tous ces terrains sont disposés en un anticlinal qui prolonge aussi celui de la Charvaz - Mont-du-Chat, mais en subissant quelques modifications. Vers l'Ouest on ne voit plus de trace du pli-faille par lequel, à l'Est de Saint-Jean-de-Chevelu et Billième, l'anticlinal de La Charvaz - Mont-du-Chat entre en contact soit directement avec le synclinal de Novalaise, soit avec une zone complexe où, sous les moraines de Billième, on devine un anticlinal secondaire qui s'interpose entre l'anticlinal de la Charvaz et le synclinal du Rhône. A hauteur de Lucey les alluvions du Rhône masquent la retombée occidentale de l'anticlinal et celui-ci apparaît comme un anticlinal « coffré » incomplet (suivant la terminologie adoptée par M. Glangeaud) [26]. En effet à un flanc oriental très redressé, par lequel les couches crétacées se relient au profond synclinal du lac du Bourget et auquel correspondent dans le relief les pentes abruptes du versant oriental, succède, dans le Kimmeridgien, une voûte presque horizontale (fig. 18) ; c'est sur l'emplacement de ce palier structural qu'est entaillé le large bassin de Saint-Pierre-de-Curtille. Ensuite les couches remontent de nouveau vers l'Ouest, mais beaucoup moins qu'au-dessus du lac du Bourget, indiquant ainsi une tendance au déversement vers le Rhône. Ce sont ces pendages vers l'Est, joints à l'alternance de terrains durs et tendres, qui donnent naissance au beau crêt rauracien du Landard et au crêt bathonien non moins escarpé qui domine le Rhône entre Lucey et Chanaz (ph. 26).

Puis à l'Ouest, plus rien n'apparaît : au Bathonien ou Bajocien en pendage vers l'Est succèdent brutalement les alluvions récentes que le Rhône dépose à chaque crue, tandis que sur la rive droite du fleuve, à 1 km. de là, l'Urgonien du flanc occidental du synclinal du Rhône remonte doucement vers la zone complexe de Marigieu. Plutôt qu'un pli-faille avec chevauchement comme vers Billième, il semble y avoir ici une fracture verticale très importante qui fait buter l'anticlinal coffré incomplet du Landard contre les couches crétacées en pendage vers l'Est qui sont recouvertes par les allu-

vions récentes du Rhône. Ce n'est pas un synclinal même dissymétrique, mais une simple disposition monoclinale des terrains qu'il faut vraisemblablement reconstituer sous le secteur de la vallée du Rhône: ne voit-on pas d'ailleurs le Rhône glisser de plus en plus vers l'Est, abandonnant ses anciens bras, pour venir lécher la base des escarpements bathoniens entre Chanaz et Lucey ; tout se passe comme s'il n'y avait pas de remontée des couches vers l'Est, donc pas de synclinal véritable, mais seulement une fracture longeant la base de ces abrupts. On saisit en somme ici le passage d'une structure réellement plissée, parfois même très énergiquement, à la structure monoclinale faillée et à peine ondulée qui va être de règle dans la partie Nord du Bassin de Belley; la faille de Lucey-Chanaz annoncerait la grande dislocation de Chazey-Magnieu.

Il est indiscutable que les traits d'ensemble du relief et aussi de nombreux éléments de détail sont en étroite liaison avec les caractères tectoniques de l'anticlinal du Landard et la structure très diversifiée qui le caractérise dans le détail : nous venons d'avoir l'occasion de le montrer. Pourtant ici pas plus qu'ailleurs toutes les formes du relief ne s'expliquent par les seules influences structurales. Il est possible de repérer ici et là des traces d'aplanissements qui, si l'on considère leurs déformations, le mouvement de bascule qui les affecte, sont certainement anciens, antérieurs aux grands bouleversements pontiens. Distinctes aussi des niveaux pliocènes qui ont mordu en des secteurs plus localisés, ces vieilles surfaces ont été parfois remaniées par ces attaques récentes et surtout recreusées par le simple jeu de l'érosion différentielle en rainures étroites, allongées parallèlement à la chaîne, ou ailleurs par l'érosion karstique en bassins fermés ou presque fermés.

On peut trouver des indices de ces anciens aplanissements sur le versant oriental qui domine le lac du Bourget. Si les pentes abruptes de ce versant correspondent en gros à la retombée rapide des terrains vers le synclinal du Bourget, la surface topographique cependant recoupe parfois en biseau Urgonien, Hauterivien et Valanginien. Bien mieux la couche plus marneuse de l'Hautenvien a parfois été évidée en combes monoclinales étroites, mais fort nettes, tandis que, sur les sommets des crêts urgoniens qui dominent à l'Est ces combes, les strates sont nettement tranchées. Ces faits apparaissent avec une grande netteté le long de la route entre la Chapelle — Mont-du-Chat et Communal, vers les hameaux de Petit et Grand Villard. On doit donc reconstituer une surface d'érosion passant à peu près par le sommet des crêts et recoupant au-dessus et à l'Ouest le Valanginien et les couche du Jurassique supérieur et à partir de laquelle ont été évidées ces petites combes de flanc. On retrouve ici un type de paysage que l'on avait observé immédiatement au Nord de Yenne sur la base du versant oriental de la Montagne de Parves. Quel âge attribuer à cette surface très déformée, très inclinée vers l'Est sur l'axe de la Montagne ? Si l'on considère les placages de grès burdigaliens qui affleurent très en contre-bas au niveau du lac du Bourget, près de l'abbaye de Hautecombe, il n'est peut-être pas interdit d'y voir des éléments d'une esquisse de surface pré-burdigalienne, d'une facette conservée localement. Cer-

tes cette facette est très déformée et même gauchie suivant une courbure qui fait sans doute diminuer sa pente vers l'Ouest alors qu'elle est très inclinée vers le lac. Mais n'est ce pas un phénomène normal dans une chaîne si voisine des Préalpes et qui a connu des déformations ultérieures non seulement multiples, mais encore particulièrement intenses?

Des aplanissements d'origine ancienne sont aussi repérables au centre de la chaîne et surtout sur la bordure occidentale dans la région du Mont Landard. On trouve sans doute là aussi de nombreuses formes structurales de détail : c'est ainsi qu'entre le crêt rauracien du Landard et le crêt bathonien de l'Ouest s'étend du Nord au Sud, entre Veitrier et Landard, une combe monoclinale très bien venue, modelée dans l'Oxfordien et dont les champs nombreux font contraste avec les friches et les taillis qui recouvrent les revers des crêts constitués par les dalles inclinées du Séquanien et du Bathonien supérieur. Le relief est même encore plus adapté à la structure et plus finement ciselé que la carte d'Etat-Major ne le laisse deviner : au milieu de la combe s'allonge en effet une ligne de hauteurs peu élevées, mais très nettes, et dont les abrupts font face à l'Ouest; il s'agit d'un petit crêt qui correspond à un niveau plus dur de calcaire compact, que l'on rencontre à la base de l'Oxfordien, et qui partage ainsi la combe en deux dépressions, elles-mêmes dissymétriques (ph. 26).

Mais tout cela représente des formes de relief de type appalachien dues à une phase d'érosion récente que l'on doit sans doute rattacher au Pliocène supérieur (cf. 3^e partie, chap. IV). Ces formes paraissent avoir été sculptées à partir d'une surface plus ancienne que l'on peut reconstituer à peu près tangente à la fois au Landard et au crêt bathonien de l'Ouest. On voit en effet, surtout vers le Landard, les terrains calcaires, ici séquanien et rauracien, nettement tranchés par la surface topographique, comme si ces couches avaient été rabotées avant que l'érosion récente ne les mette en valeur par affouillement des bandes plus tendres. De plus les attaques de l'érosion se sont parfois concentrées en un point plus localisé et ont façonné des encoches qui rappellent celle des Malods-Botosel dans le Mont Tournier : c'est le cas de l'encoche qui échancre la crête du Landard à l'Est du hameau de Veitrier, suspendue au-dessus de la combe oxfordienne et de toute évidence sans aucune liaison avec le plan d'érosion qui a affouillé cette combe. Cette surface d'érosion inclinée vers l'Ouest se retrouve dans les aplanissements qui s'inscrivent ici et là sur la chaîne orientale, notamment vers Billon, où ils recoupent le Portlandien, le Purbeckien et le Valanginien, et aussi dans l'encoche élargie en petit plateau suspendu où s'est installé le village d'Ontex.

Il s'agit ainsi d'une surface basculée vers l'Ouest; elle peut paraître très abaissée dans sa partie occidentale par rapport aux altitudes observées à l'Est; mais il n'est pas interdit de penser que les régions les plus basses ont été remaniées ultérieurement par le niveau pliocène inférieur de 550-600m. que l'on retrouve dans tout le Bas-Bugey, ce qui a pu contribuer à abaisser encore les altitudes. Au contraire, les parties les plus hautes, au centre et à l'Est, ont été

recreusées à la fois par les attaques fluviales pliocènes, l'érosion de type karstique et aussi les glaciers quaternaires qui ont laissé des dépôts : ainsi sont apparus le petit bassin fermé de Billon, dont la boutonnière fait un peu songer à l'encoche du lac de Crotel sur le versant occidental du Taintinet, et surtout le bassin ample et cultivé de St-Pierre-de-Curtille en partie drainé vers le Sud-Ouest. Aucun dépôt découvert jusqu'à présent ne permet de dater de façon sûre cette surface d'érosion basculée vers l'Ouest, moins inclinée toutefois que la surface préburdigalienne décelée sur le versant oriental. Mais sa situation topographique par rapport aux morsures évidemment plus récentes, son caractère basculé lui-même comme l'analogie qu'elle présente avec les aplanissements bien identifiés sur le Mont Tournier autorisent peut-être à la considérer comme une surface néogène recoupant sous un angle assez élevé les esquisses de surface pré-burdigalienne beaucoup plus déformées.

Ainsi, dans cette chaîne du Landard, malgré la présence de très nombreux éléments structuraux qui apparaissent dans le relief de détail, il est possible de repérer des indices d'anciens aplanissements dont l'origine, souvent complexe, est antérieure en tout cas aux bouleversements pontiens.

V. — CHAÎNE DE L'ÉPINE - MONT DU CHAT (5)

La chaîne de l'Épine - Mont du Chat prolonge vers le Sud le Landard-Charvaz. On pourrait penser à première vue qu'il n'y a là qu'un changement de dénomination car il n'y a en apparence aucune coupure entre les deux secteurs de cette chaîne qui, surgie au Sud de Culoz et de la vallée du Rhône ne se termine qu'en s'accorant à la Grande Chartreuse vers Saint-Christophe-entre-deux-Guiers. Pourtant, de même qu'il a paru bon de distinguer Mont Tournier et chaînon de Montbel qui sont cependant dans le prolongement l'un de l'autre, il semble légitime de séparer le Mont du Chat et l'Épine du Landard-Charvaz et de leur consacrer un chapitre particulier.

Au Sud du col du Chat en effet, des aspects nouveaux apparaissent dans le relief, qui individualisent cette chaîne. Les altitudes sont nettement plus élevées : la Charvaz n'atteignait que 1.164 m. ; l'Épine - Mont du Chat se dresse à près de 1.500 m. (1.497 m. au Signal du Chat lui-même, 1.426 m. au Mont Grelle, au Sud d'Aiguebelette, altitudes qui, dans le Jura méridional, ne sont guère dépassées que par le Grand Colombier et la haute chaîne des Monts Jura). Mais, ce qui confère à cette chaîne de l'Épine son originalité par rapport à la Charvaz et ce qui en elle annonce les Préalpes plus encore que l'importance des altitudes, c'est l'apparition de formes plus hardies et même déchiquetées, témoignant de morsures d'érosion beaucoup plus vives que celles auxquelles le Jura méridional

(5) Carte topographique au 1/80.000 --- feuilles de Chambéry N.-E. et S.-E. 1 : 50.000 Chambéry.

Carte géologique au 1/80.000 - feuille de Chambéry.

nous avait accoutumés: la Dent du Chat, vue d'Aix-les-Bains, n'a-t-elle pas fière allure et ne soutient-elle pas avantageusement la comparaison avec la croix du Nivolet du massif des Bauges ?

Si l'on veut préciser encore davantage, il faut souligner d'abord le rôle de barrière élevée et continue que joue cette chaîne entre le Bas-Bugey et les Préalpes. Entre la Charvaz et son extrémité méridionale une seule échancrure profonde ouvre un passage facile et encore est-ce tout au Nord de la chaîne: le col du Chat (638 m.); étroite, dominée par de hautes et raides parois, cette échancrure est visiblement assez récente et pose des problèmes qui seront examinés avec l'étude des formes d'érosion plio-quaternaire. Les deux autres passages, le col de l'Epine et le col d'Aiguebelette, sont des seuils élevés (1.000 m. environ), dont le premier seul livre passage à une petite route, d'ailleurs fermée l'hiver à la circulation. La grande route N° 6 de Paris à Chambéry a été astreinte par cette chaîne à un long détour puisqu'elle la contourne par son extrémité méridionale et le col de Couz. Quant à la voie ferrée de Saint-André-le-Gaz à Chambéry, pour ne pas effectuer un pareil détour, elle ne traverse la chaîne de l'Epine qu'au prix d'un tunnel long de 3 km. L'Epine-Mont du Chat constitue donc bien un important obstacle à la circulation Est-Ouest comme l'ensemble des plissements élevés et continus qui caractérisent la zone orientale du Jura du Sud.

Un autre trait original de cette chaîne réside dans le mélange des formes jurassiennes et alpines que l'on y rencontre. La constance d'altitude de la ligne de crêtes à peine ondulée et formant barrière, la lourdeur et l'allure massive de certains sommets, tel le Signal du Château-Richard au Nord-Est de Novalaise, l'aspect sénéile et largement évasé des seuils haut perchés de l'Epine et d'Aiguebelette font que l'on se sent encore pleinement dans un paysage du Jura. Mais les aspérités et la silhouette si jeune de la Dent du Chat constituent une forme franchement préalpine. L'impression de rencontrer déjà des formes de relief alpestre mélangés à un paysage jurassien familier se trouve confirmée par l'apparition des grands versants caractéristiques des Alpes. Plus de 1.000 m. de dénivellation séparent le lac d'Aiguebelette du sommet du Mont du Chat et un étagement de la végétation s'y ébauche, depuis le maïs et les autres céréales du val plantureux de Novalaise jusqu'au sapin des cimes en passant par les arbres fruitiers et les prairies des basses pentes au-dessus de Nances et de Marcieux et les forêts de feuillus, hêtres et chênes, des pentes supérieures. Parfois même l'analogie avec les formes de relief alpestre est renforcée par l'existence de versants très redressés et de polis rocheux presque verticaux de grande étendue, qui sont manifestement dus à un travail de râclage intense des glaciers quaternaires: c'est ce qui se produit au-dessus et à l'Est du lac d'Aiguebelette où la montagne domine la cuvette par des pics impressionnants et de hautes parois polies et striées au pied desquelles il n'a pas été possible d'ouvrir le seul tronçon de route qui manque pour que l'on puisse faire le tour de ce lac.

Les conditions structurales.

Si l'on examine les terrains affectés par le plissement, on observe une différence assez sensible entre le Mont du Chat et l'Epine, la limite des deux secteurs passant par le Signal de Château-Richard. Dans le Mont du Chat proprement dit, comme dans le Landard-Charvaz, on note que la majeure partie de la chaîne est modelée dans le Jurassique supérieur et moyen, la crête elle-même étant sculptée dans le Kimmeridgien et l'Astartien, tandis que le Jurassique inférieur affleure un moment à la base du versant occidental. L'étendue des affleurements de couches relativement anciennes révèle l'intensité du plissement, confirmée d'ailleurs par les accidents tectoniques qui jalonnent le versant occidental : l'érosion s'est attaquée à un anticlinal particulièrement exalté et a décapé à peu près tout le Crétacé. Au Sud de Château-Richard, au contraire, dans la chaîne de l'Epine, c'est le Crétacé, Valanginien surtout, qui constitue tout le versant oriental et même une bonne partie des sommets à hauteur du col de l'Epine ; le Jurassique n'apparaît que sur le versant Ouest. Bien plus, au Sud du Mont Grelle, (à la limite des feuilles de Chambéry et de Grenoble), c'est l'Urgonien lui-même qui se substitue au Valanginien et constitue presque entièrement le pli des Echelles ; le Jurassique a complètement disparu au droit d'Attignat. Le plissement intense et compliqué au Nord, va en s'atténuant vers le Sud, n'offrant plus à l'érosion un volume suffisant pour qu'elle ait pu faire apparaître les couches plus anciennes ; au seul examen des terrains on voit que l'on s'approche de la terminaison méridionale du Jura.

Les dépôts tertiaires, s'ils sont absents des sommets, ce qui est naturel si l'on songe à l'exaltation importante du pli, sont assez bien représentés sur les bords de l'anticlinal et surtout sur son flanc oriental. On trouve ainsi un liseré presque continu d'Aquitaniens plaqué contre la base du versant Est depuis Le Bourget-du-Lac jusqu'au Mont Grelle ; il est moins représenté sur le versant Ouest où il ne constitue guère un gisement continu qu'entre Aiguebelette et La Combe. Cet Aquitaniens se présente sous l'aspect d'un conglomérat à éléments néocomiens et jurassiques alternant avec des marnes rouges indiquant des mouvements du sol proches et accentués et un climat à la fois chaud et sec. Le Burdigalien, à peu près localisé de la même façon, apparaît sous forme de grès, tantôt très durs et tantôt marneux ; une partie d'ailleurs de cet étage manque au contact de l'Aquitaniens ce qui, joint au faciès gréseux, témoigne d'une période d'émersion.

Si le Vindobonien représenté par des sables gréseux, avec lits caillouteux intercalés, n'apparaît à la base du versant oriental qu'au Sud-Est, vers Saint-Thibaud-de-Couz, on trouve en revanche de grosses masses de poudingues pontiens parfaitement roulés, au pied même du versant occidental, plaqué contre le pli, depuis Meyrieux-Trouet jusqu'à Nances. Le fait est assez rare dans le Jura du Sud et ces dépôts sont particulièrement précieux car ils permettent d'apporter une plus grande précision dans la datation des plissements et éventuellement des surfaces d'aplanissement. Enfin, fait

encore plus rare et gisement encore plus précieux pour l'analyse morphologique, on rencontre, vers 750 m. d'altitude, sur le versant oriental de la chaîne au-dessus de Saint-Sulpice, un placage de cailloutis en grande partie quartzeux ou feldspathiques, en général émoussés et très aplatis, qu'il semble légitime de rapporter au Pliocène par analogie avec les cailloutis des plateaux de Bourgoin; ils feront plus loin l'objet de discussions quand nous étudierons l'évolution morphologique de la chaîne.

Le style du pli est à la fois énergique et complexe (fig. 2, 18 et 19). Il ne suffit pas de parler de pli dissymétrique au flanc occidental affecté par des accidents importants. Il faut insister sur le mélange des styles jurassien et préalpin. En effet, l'anticlinal n'est pas aussi dissymétrique que les complications de l'Ouest pourraient le faire présager: nous ne retrouvons pas le schéma tectonique fréquent dans le Bas-Bugey (Montagne de Parves, Mont Tournier, chaînon de Montbel) dans lequel à un flanc normal, en pendage relativement faible situé à l'Est s'oppose un flanc occidental déversé et souvent escamoté. La raideur avec laquelle s'enlève la Montagne de l'Epine au-dessus de la dépression Chambéry-Lac du Bourget donne à penser que le flanc oriental de l'anticlinal présente des pendages accentués. Des observations précises du versant Est du sommet confirment cette impression et montrent que les couches du flanc oriental de l'anticlinal sont vigoureusement redressées vers l'Ouest, puis passent assez brusquement à l'horizontale dès que l'on atteint les plateaux et les larges seuils qui constituent les parties les plus élevées.

Le fait est particulièrement visible quand on suit la route de Chambéry au col de l'Epine. A plusieurs reprises sur le versant oriental de la chaîne et en particulier au-dessus du village de Saint-Sulpice, on observe dans le Valanginien des pendages de 45° vers l'Est, nullement comparables, on le voit, à ceux qui sont visibles sur le versant Est du Mont Tournier. Plus haut, juste au dernier lacet de la route, presque à l'entrée Est du col de l'Epine, les couches sont encore redressées de 35 à 40° vers l'Est: c'est à peine donc si le pendage s'est atténué. Puis, brusquement, les strates de ce même Valanginien se ploient pour devenir subhorizontales ou en faible pendage vers l'Est, ce qui explique le large affleurement de ce Calcaire au col de l'Epine et plus encore au passage de Barbizet. La voûte anticlinale se rapproche donc d'un quadrilatère, si du moins l'on ne considère que la partie orientale. Tout se passe comme si le pli était moulé sur un bloc rigide soulevé et faillé, présent sous une couverture sédimentaire peu épaisse, et qui aurait servi de cadre au plissement de celle-ci. Par son flanc oriental et sa voûte l'anticlinal de l'Epine-Mont du Chat rentre ainsi dans la catégorie des « anticlinaux coffrés » [26].

Mais le flanc Ouest présente des complications importantes qui ne sont pas inconnues dans le Jura, mais qui, par leur ampleur, annoncent le style préalpin (fig. 19). Le contact entre l'anticlinal Epine-Mont du Chat et le synclinal Novalaise-Aiguebelette est en effet jalonné par un accident tectonique, ou plutôt un faisceau d'accidents complexes, visibles au Nord et au Sud de la chaîne sous

le col du Chat et vers Aiguebelette, mais ailleurs masqués sous les éboulis très abondants à l'Est de Meyrieux et Verthemex. Si l'on peut dans l'ensemble dire que l'on a affaire à un pli déversé vers l'Ouest et même couché en certains points sur le synclinal de Novalaise avec parfois confusion du flanc occidental de l'anticlinal avec le flanc oriental du synclinal, il faut préciser cependant que cette retombée occidentale de l'anticlinal ne se fait pas partout de façon uniforme.

Dans le secteur Nord, à l'Ouest de la Dent du Chat, on voit les couches du flanc normal, en pendage modéré vers l'Est, affleurer successivement sur le versant escarpé jusqu'au Bajocien. Ce sont les calcaires durs et épais du Séquanien et du Rauracien qui constituent les imposants abrupts sous la Dent du Chat, véritables crêts dominant les pentes plus molles modelées dans l'Oxfordien et le Bathonien supérieur marneux. Mais plus bas, vers la grange de Grande Vacherie, un autre escarpement plus modeste apparaît qui laisse voir sur sa paroi occidentale des couches très tourmentées et à peu près verticales : le fait est nettement visible depuis la route de Yenne au col du Chat. Ces couches sont constituées par du Crétacé inférieur et apparaissent comme broyées et amincies. Nous sommes ici dans la zone du contact anormal, du pli-faille par lequel le flanc normal de l'anticlinal du Mont du Chat bute contre le synclinal de Novalaise.

Mais la réalité est encore plus complexe : au Sud-Ouest en effet, vers les hameaux de Ménard et de Vernatel, on constate que le Burdigalien, plaqué contre l'Urgonien subvertical et lui-même très redressé, bute par une dislocation contre la molasse vindobonienne beaucoup moins dérangée et recouverte de glaciaire du synclinal de Novalaise ; les deux formations molassiques appartiennent de toute évidence à deux systèmes bien différents. Il semble dès lors que les terrains subverticaux observés entre ces deux accidents représentent plutôt le flanc inverse de l'anticlinal du Mont du Chat plus ou moins aminci, écrasé et mêlé au flanc oriental du synclinal ; l'accident supérieur de Grande Vacherie représenterait alors une rupture axiale de l'anticlinal tandis que l'accident inférieur de Ménard-Vernatel constituerait le véritable contact anormal avec le synclinal de Novalaise de structure plus calme (fig. 19).

Plus au Sud, après une longue interruption due aux éboulis, on retrouve ce contact anormal, d'abord de manière épisodique à l'Est du hameau de Monand (commune de Marcieux) et vers Doria sur la route de Novalaise au col de l'Epine, où le Burdigalien très redressé bute contre le Pontien moins dérangé, puis sur une longue distance entre La Combe et le Sud d'Aiguebelette. La colline allongée N.-W./S.-E. qui borde le lac au Nord d'Aiguebelette est composée de Burdigalien dont les lits de grès et poudingues stratifiés bien visibles sur la rive même du lac sont très tourmentés, comportent de nombreux plissements et sont dans l'ensemble subverticaux ou en violent pendage vers l'Ouest, tout comme le Valanginien que l'on peut observer dans la tranchée qui précède le portail Ouest du tunnel d'Aiguebelette. Ces grès si redressés sont bien différents du Burdigalien subhorizontal qui affleure entre Aiguebelette et Lépin-le-

Lac et pourtant il s'agit du même terrain. Mais entre les deux affleurements passe la ligne de contact anormal d'ailleurs figurée sur la carte géologique. On peut préciser encore la nature de ce contact anormal en observant la succession des terrains vers Doria le long de la route du col de l'Épine. On y voit en effet les poudingues pontiens bien lités et redressés vers l'Est s'enfoncer sous les couches de grès verts du Burdigalien et les lits de calcaire urgoniens verticaux ou même renversés vers l'Ouest. Tout comme dans la bordure occidentale du Revermont l'anticlinal s'est couché sur le synclinal voisin et le Pontien se trouve chevauché par le Crétacé et le Burdigalien qui est incorporé dans le plissement, suivant une surface de discontinuité très inclinée vers l'Ouest.

Mais que devient l'accident supérieur, la rupture axiale du pli que l'on avait observée vers Grande Vacherie ? Cet accident, qui prolongeait une dislocation du même type de La Charvaz, disparaît un kilomètre environ au Sud de la Dent du Chat, en même temps que se modifie un peu le style du pli. Au lieu de continuer à remonter vers l'Ouest/Nord-Ouest jusqu'à la rupture, les couches de l'anticlinal du Sud du Mont du Chat puis de l'Épine et du Mont Grelle se ploient pour former la retombée occidentale du pli, renversée, comme nous l'avons vu, sur le synclinal : il y a là une sorte de flexure et l'on voit bien d'ailleurs, au Sud-Est du hameau de Vacheresse, les couches du Portlandien, du Purbeckien, du Valanginien, de l'Hauterivien et de l'Urgonien se laminer tout en se renversant vers l'Ouest au point de ne présenter que des affleurements très restreints. Bien entendu il n'y a pas dans ce secteur de Jurassique moyen et inférieur, qui demeure enfoui dans le noyau anticlinal. Il y a en quelque sorte ici une diminution sensible de l'intensité du pli, beaucoup moins exalté et un peu moins compliqué sur son flanc occidental, qui va de pair avec l'abaissement progressif de l'axe anticlinal vers le Sud, où il se réduit de plus en plus à un anticlinal dissymétrique de Valangien et même d'Urgonien du type Mont Tournier entre le synclinal de Couz et celui d'Attignat. Les efforts orogéniques s'atténuent au fur et à mesure que l'on se rapproche de l'extrémité Sud du Jura.

Il faut souligner l'âge relativement récent du plissement. Près de Doria, sur la route de Novalaise au col de l'Épine, on voit en effet les lits de poudingues du Pontien, non seulement très redressés vers l'Est, mais même plissotés ; certes, ces accidents ne se comparent pas en intensité aux mouvements qui ont affecté le Burdigalien et le Crétacé tout proches qui font partie du flanc inverse de l'anticlinal. Il n'en reste pas moins que des plissements aussi marqués du Pontien prouvent la multiplicité des efforts orogéniques importants au cours de cette longue période, l'intensité des mouvements qui ont marqué la fin du Pontien, le Pliocène inférieur et sans doute aussi moyen et supérieur ; même si l'on admet un remblaiement pliocène élevé, il n'est pas impossible que les cailloutis du versant Est de la chaîne qui domine Saint-Sulpice aient été soulevés par des mouvements de cet âge. Remarquons en tout cas que le Jura méridional nous fournit rarement une pareille occasion de préciser l'âge de ses plis, et aussi que l'intensité aussi marquée des efforts orogéniques

ponto-pliocènes n'a rien qui puisse surprendre ici si l'on songe à la proximité immédiate des Alpes qui connurent des surrections tardives si déterminantes pour le relief actuel.

Les formes du relief

Etant donné la vigueur du plissement et l'importance des déformations dans cette chaîne de l'Epine-Mont du Chat, nous avons peu de chance de rencontrer des aplanissements d'âge ancien ayant une étendue appréciable et exerçant une influence réelle sur la topographie actuelle.

Nous avons vu que l'on trouve sur les bordures de la chaîne des dépôts continentaux ou au moins des dépôts de rivage, conglomérats, poudingues et autres matériaux détritiques ; la nature de ces dépôts témoigne de périodes d'émersion répétées, donc d'érosion subaérienne et fait entrevoir l'existence de surfaces d'érosion ou d'abrasion post-crétacées et antépliocènes. Mais nous avons vu combien ces couches tertiaires se trouvaient dérangées : aussi les très anciennes surfaces ne peuvent apparaître que sous forme de lambeaux très déformés et redressés par les nombreux mouvements du sol qui se sont succédé entre le Crétacé et le Pliocène et surtout par les paroxysmes de plissement pontien. En outre les formes du relief d'âge ancien qui ont pu subsister sur les versants ont été fortement remaniés par l'érosion glaciaire quaternaire, particulièrement intense dans cette région proche des Préalpes où les puissants appareils glaciaires issus des Alpes ont exercé un travail de râclément efficace et affouillé les versants en auge : ce fait est visible non seulement sur le versant oriental qui domine la cluse de Chambéry, mais aussi sur le versant occidental où les grandes parois polies par les glaces se dressent au-dessus de Nances et du lac d'Aiguebelette. Aussi ne rencontre-t-on que des lambeaux exigus et très déformés de pareilles surfaces, et encore uniquement sur le versant Est qui a été moins affecté par les complications tectoniques.

Quand on monte de Chambéry au col de l'Epine, on voit ainsi, vers le premier lacet aigu de la route au-dessus de Saint-Sulpice, un banc de grès verts avec lits caillouteux représentant le Burdigalien plaqué contre l'Hauterivien et, comme cette dernière couche, fortement redressé. Un peu plus haut, entre les deux lacets de la route, c'est un conglomérat très net qui jalonne le contact de l'Aquitaniens et du Crétacé. Peu importe si ce conglomérat représente l'Aquitaniens lui-même ou a été élaboré à une époque antérieure, fin du Crétacé ou Eocène. Ce qui compte, c'est que l'un et l'autre dépôt témoignent de l'existence de surfaces d'érosion subaérienne ou, au moins, d'abrasion sous une faible tranche d'eau. Il n'est guère possible d'en voir les traces dans la topographie actuelle : les cailloutis pliocènes, qui atteignent ici 700 m. et forment une butte située entre le hameau de Touny et le village de Saint-Sulpice, ont oblitéré les formes du relief plus anciennes, tandis que le petit ravin creusé ultérieurement à l'Ouest de la butte dans le calcaire marneux de l'Hauterivien a interrompu la continuité du versant et brouillé les faits. En revanche, si de ce même lieu on jette un coup d'œil vers le Nord, on voit, à hauteur des hameaux de Villard-Péron et Montaugier, les

grès durs du Burdigalien redressés vers l'Ouest constituer une petite cuesta ou plutôt un petit crêt, qui fait face à l'Ouest et domine une ébauche de dépression monoclinale affouillée dans l'Hauterivien plus tendre, et sans doute aussi dans l'Aquitaniens qui revêt par endroit un faciès de marnes rouges ; le versant de la chaîne qui sort ainsi de sous les grès burdigaliens et les dépôts continentaux aquitaniens, et s'enlève rapidement vers l'Ouest, peut être considéré comme une surface polygénique pré-aquitaniennne, remaniée au Burdigalien, évidemment très redressée par les mouvements pontiens et en cours d'exhumation.

Nous retrouvons, sur une échelle plus réduite et avec des déformations bien plus importantes, le schéma topographique qui caractérise la bordure orientale du Mont Tournier et du chaînon de Montbel. Il s'agit de formes qui n'occupent qu'une place restreinte dans la morphologie actuelle tant les plissements ultérieurs ont été énergiques et l'affouillement des glaces efficace. Mais plus au Sud, dans un secteur où les mouvements de surrection ont été moins puissants on peut espérer rencontrer des formes anciennes ayant plus d'ampleur et de signification morphologique. Au Nord de Saint-Thibaud-de-Couz vers le hameau des Meules, la base du versant Est du Mont Grelle qui recoupe les strates urgoniennes et hauteriviennes, est en pente plus modérée ; dégagée depuis peu du congrémerat aquitaniens ou, à d'autres endroits, des grès et lits de cailloux du Burdigalien, elle peut être considérée dans son ensemble comme un témoin de la surface oligo-miocène basculée vers l'Est, mais moins déformée qu'au-dessus de Saint-Sulpice, et récemment exhumée. Avec le Valanginien dur et plus redressé des pentes supérieures par lesquelles on accède au Signal de l'Ars, réapparaissent en revanche les formes structurales affouillées par le travail des glaciers quaternaires.

Quant au versant occidental de la chaîne, il n'offre pour ainsi dire aucune possibilité de retrouver des témoins d'une morphologie aussi ancienne. Non pas que de pareils aplanissements n'aient jamais été réalisés ici : on rencontre en effet des dépôts caractéristiques analogues à ceux du versant Est ; mais ils ont été incorporés dans le plissement compliqué de cette bordure Ouest et n'ont plus de signification morphologique. On a vu que vers Doria, sur la route de Novalaise au col de l'Épine, le Burdigalien contenait des grès et des lits de cailloux et le Pontien de nombreux galets bien roulés révélateurs de transgressions sur des surfaces érodées. Mais la surface pré-pontienne aussi bien que la surface pré-burdigaliennne ont été reprises dans les mouvements pontiens qui ont, nous l'avons vu, couché en partie l'anticlinal de l'Épine sur le synclinal de Novalaise. L'érosion des eaux courantes puis des glaciers ayant ensuite détruit la majeure partie de cette tête du pli couché, on conçoit que l'on ne puisse plus trouver trace de ces surfaces.

On voit ainsi que la topographie des versants de la chaîne de l'Épine-Mont du Chat est due surtout aux attaques récentes de l'érosion. Les sommets de la chaîne paraissent plus riches en témoins d'une morphologie relativement ancienne ; mais plus délicate aussi est l'interprétation des formes du relief que l'on y ren-

contre en raison de l'absence de dépôts récents caractéristiques, exception faite de débris laissés par les glaciers et d'ailleurs non mentionnés sur la carte géologique. Les parties les plus élevées de la chaîne ne se réduisent pas en effet à une voûte simple ni à une étroite ligne de crête, sauf aux alentours de la Dent du Chat et entre le Mont Grelle et le col d'Aiguebelette. L'érosion a raboté sérieusement l'anticlinal, bien que les aplanissements y soient moins amples, moins larges surtout que sur le Mont Tournier par exemple.

Le Mont du Chat apparaît sous les traits d'un plateau élevé, long de plus de 5 km., mais large de moins d'un kilomètre, dont l'altitude oscille entre 1.350 et 1.497 mètres, moins élevé et plus net dans sa partie méridionale, vers Château-Richard. Couvert de bois de sapins, il n'offre aucun sommet vraiment individualisé, bien qu'il renferme le point culminant de la chaîne (1.497 m.). Quoique la Dent du Chat, située au Nord-Est, ne dépasse pas 1.400 m., elle fait figure de sommet à côté de ce plateau lourd et massif : aussi bien d'ailleurs est-elle seule désignée de façon précise dans la toponymie. Cette impression est particulièrement nette pour qui contemple la chaîne de l'Epine depuis Aix-les-Bains. Ce haut et étroit plateau, bien que façonné en majeure partie dans le Kimeridgien, recoupe aussi les bancs du Portlandien qui plongent vers l'Ouest amorçant la retombée du pli sur le synclinal de Novalaise; il semble donc qu'il y ait ici un aplanissement réel, surtout dans le secteur Sud, de Château-Richard où la forme de plateau est le mieux réalisée. Au Sud de la chaîne, bien que celle-ci soit plus étroite, on voit apparaître de petits aplanissements qui tronquent les bancs de Valanginien et même à l'extrême Sud, de l'Hauterivien en pendage vers l'Est, et qui succèdent à une ligne de crêt véritable au Nord-Est du Signal de l'Ars : il en est ainsi entre le point culminant du Mont Grelle (1.426 m.) et la Grange de Jean Genet, et plus encore au Sud de cette Grange où le plateau sommital prend un peu d'ampleur. Ces petites surfaces d'érosion sont légèrement inclinées vers l'Est, mais beaucoup moins que le versant oriental, à la base duquel on a reconnu des témoins de surfaces oligo-miocènes.

Entre le Signal de Château-Richard et l'extrémité Nord du Mont Grelle s'ouvre une large échancrure où les deux cols, de l'Epine et d'Aiguebelette, sont à peine séparés par une légère remontée médiane (vers la cote 1.010 m.) et ne font vraiment qu'une seule et même trouée. Cette grande encoche ainsi creusée dans la ligne de crête de l'Epine est une forme de relief originale qui présente des aspects curieux : ondulée en multiples vallonnements, recreusée de nombreuses et amples dolines qui conservent longtemps la neige au printemps et se rejoignent parfois pour former de véritables ouvalas, hérissée de lapiaz aux bourrelets arrondis, elle est dominée ici et là par des buttes rocheuses aux versants escarpés qui ressemblent à des hums karstiques. Tous ces pitons rocheux souvent peu élevés ne sont pas figurés sur la carte d'Etat-Major. En revanche l'un de ces sommets et le plus caractéristique est bien cartographié : c'est cet étrange bastion quadrangulaire cote 1.114 m. et cerné de pentes fort raides qui se dresse au Nord de la route du col de l'Epine et

semble être un témoin, abaissé, de l'ancienne ligne de crête avant le creusement de cette large trouée.

Tels sont les aspects de la topographie des sommets.

Comment interpréter ces faits ? En ce qui concerne les quelques aplanissements des sommets il faut reconnaître que l'on est obligé de raisonner surtout par analogie avec ce qui se passe dans les chaînons situés non loin de là de l'autre côté du Val de Novalaise. La déformation modérée du petit plateau façonné au Sud du Mont Grelle et incliné vers l'Est, le fait que cet aplanissement prolongé par la pensée recoupe sous un angle appréciable la surface oligo-miocène définie à la base du versant oriental vers St-Thibaud-de-Couz, inclinent à penser que le plateau du sommet est un témoin de la surface pontienne que l'on rencontre sur les sommets du Mont Tournier et du chaînon de Montbel. Déformée par les mouvements orogéniques de la fin du Pontien et du début du Pliocène, elle a été de toute évidence remaniée par l'érosion pliocène de type karstique qui s'est attaquée aux sommets quand ceux-ci ont été soulevés par les mouvements pliocènes et en même temps isolés des systèmes d'érosion subaérienne des vallées, au fur et à mesure qu'était évacué le remblaiement pliocène de celles-ci. Cette érosion karstique aurait aussi diminué la pente de ces aplanissements sommitaux basculés vers l'Est en les recreusant et en les rapprochant de l'horizontale comme ils apparaissent actuellement. Ce qui vient d'être dit de la petite surface du Mont Grelle peut s'appliquer sans doute au plateau élevé du Mont du Chat, au moins à son extrémité méridionale; mais ici, en raison de l'intensité plus grande du plissement, on a moins de chance de retrouver des éléments de surfaces pontiennes; l'érosion karstique pliocène et, dans une plus faible mesure, actuelle paraît surtout responsable de la topographie.

La large trouée qui échancre la chaîne entre le Signal de Château-Richard et le Mont Grelle semble avoir elle aussi une origine complexe; mais étant donné l'altitude inférieure l'évolution récente n'a pas été la même. Notons d'abord qu'on ne voit aucun ensellement important des couches qui permette d'attribuer à cette trouée une origine tectonique; ce n'est en effet que plus au Sud que l'axe anticlinal s'abaisse comme il a été dit plus haut. Cette absence d'influences tectoniques, jointe aux dimensions considérables de ce double seuil, conduit à penser que ce dernier a un passé morphologique lointain et est dû à l'action combinée d'agents d'érosion multiples et puissants. Que la trouée ait été préparée dès le Pontien et même auparavant par un creusement localisé des aplanissements sommitaux n'est pas invraisemblable mais impossible à vérifier faute de dépôts caractéristiques.

Il est beaucoup plus vraisemblable en revanche que l'érosion d'abord subaérienne du Pliocène ait contribué au creusement de cette encoche, soit qu'il y eut passage d'un ou plutôt plusieurs écoulements fluviaux transversaux, soit que ces écoulements aient été divergents vers le val de Novalaise d'une part et la cluse de Chambréry d'autre part et aient encore laissé subsister un col peu élevé. La présence de cailloutis pliocènes s'élevant jusqu'à 700 m. (et même 800 m. en certains points d'après la notice de la carte géolo-

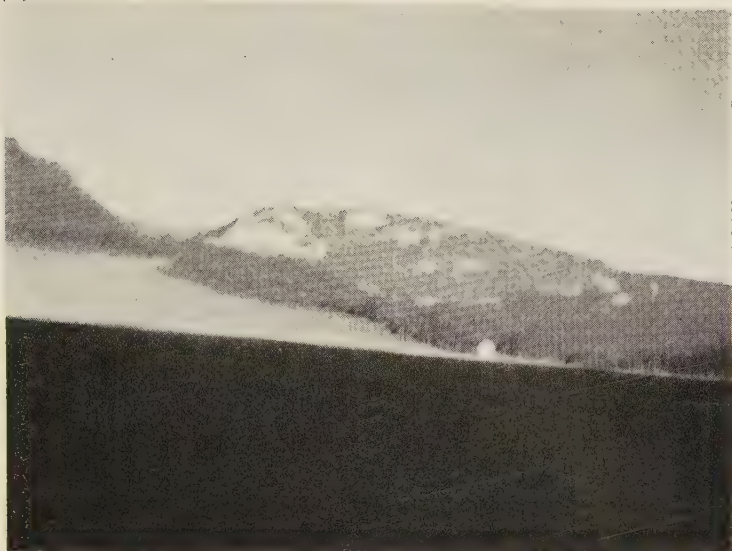


Photo 13

Un fragment de la surface néogène inclinée vers l'Ouest, dont dépend le relief d'ensemble du Molard de Don : le Bois d'Arella (N.E. de Bénonces) où la surface du sol recoupe très nettement les couches inclinées vers l'Est. Vue prise depuis la Combe de Janvay vers l'Est.



Photo 14

Vue prise de l'église d'Innimont vers le N./NO. A droite, au-delà du village d'Innimont, la Maubretaine ou val d'Innimont, dépression moins élevée que la Combe du Molard, mais encore suspendue et figée. A l'extrême droite, revers structuraux des crêts Ouest de la Combe du Molard et cluse morte et perchée du Couard. Au centre, petit crêt, doublé d'un escarpement de faille, terminant vers l'Ouest le versant occidental du val. A partir de là, vers la gauche, gradins étagés et karstifiés (dolines) séparés par de petits abrupts de failles et formant ce que nous avons appelé l' « escalier d'Innimont ».

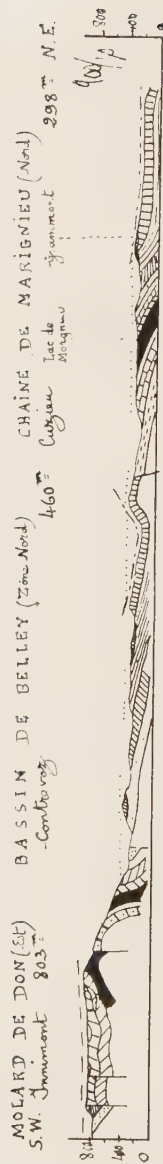


Fig. 14. — Coupe d'Innimont aux marais de Lavours, par Contrevoz et Cuzieu. A l'Ouest, plateau d'Innimont dérivant d'une surface néogène et grande flexure bordant à l'Est le massif du Molar d'Innimont. Au centre, bas plateaux polygéniques du Nord du Bassin de Belley, où un niveau fini-pliocène remanie une surface aquitano-burdigalienne plus ou moins déformée (pastilles de m¹ et m² conservées dans ce bloc effondré). A l'Est, après la faille à très grand rejet qui met en contact Urgonien et Lias, cuestas de Cuzieu et Grammont et plateau polygénique semblable aux plateaux de Contrevoz, où la surface aquitano-burdigalienne est un peu déformée. (d'après une coupe de M. Cholley).
Echelle des longueurs et des hauteurs K 1 : 88 000.

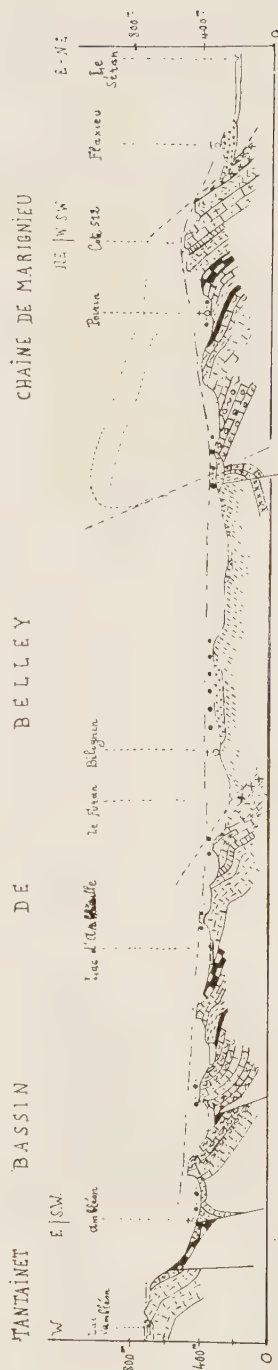


Fig. 15. — Coupe du lac d'Ambiéon au Séran, par Ambiéon, Balignin et Flaxieu. A l'Ouest, retombée faillée du Taintainet, puis zone occidentale du bassin de Belley, avec ses crêtes et cuestas rabotés dérivés d'une surface néogène et ses nombreuses dépressions plio-quaternaires, formant un relief très nervuré. Au centre, zone de collines de molasse des environs de Belley, plus ou moins aplanies par l'érosion fini-pliocène à partir de la surface néogène qui tranche le vindobonien. A l'Est, « chaîne » de Marignieu, avec structure monoclinale limitée à l'Ouest par une faille à très grand rejet (Lias-Miocène) et relief de cuestas et crêtes ressemblant à celui de la zone occidentale dubassin. Noter le recouvrement des surfaces aquitano-burdigaliennes très déformées par la surface néogène, elle-même remaniée par l'érosion pliocène. Echelle des longueurs = 1 : 80 000. Echelle des hauteurs = 1 : 40 000.

logique) à Touny, sur le versant oriental de la chaîne, confirme la réalité d'un important remblaiement pliocène que l'on soupçonne si souvent ailleurs dans le Jura méridional; il est normal que des attaques localisées se soient produites alors sur les versants des chaînes voisines en fonction de cette surface de remblaiement. Certains cailloux émoussés et très aplatis se trouvent d'ailleurs ici et là mélangés aux galets roulés glaciaires dans la trouée elle-même du col de l'Epine et rappellent les cailloutis de Touny : on peut se demander s'il ne s'agit pas là aussi de Pliocène demeuré en place.

Mais l'encoche du col avoisine 1.000 m., soit 200 m. environ de plus que le sommet, connu, du remblaiement du pliocène à l'Est. En outre nous avons vu que toute la trouée était la proie d'une Karstification intense qui en faisait un véritable petit polje, isolé des versants de la chaîne par des contre-pentes comme le bourrelet oriental coté 1.088 m. au Nord-Est, dominé par des hums dont le plus important est le bastion carré de la cote 1.114, et tout criblé de grandes dolines et même d'ouvalas. Il est invraisemblable que des formes de cette ampleur soient dues à la seule Karstification récente, en général peu active. Les lapiez signalés plus haut n'ont-ils pas d'ailleurs un aspect sénile ? Aussi peut-on légitimement penser qu'à la suite des ultimes mouvements de surrection qui marquèrent le Pliocène supérieur et au fur et à mesure que s'opérait le déblaiement des vallées voisines les eaux se sont enfouies en profondeur, l'érosion subaérienne a cessé et la trouée a été livrée à l'érosion karstique; elle a été dès lors recreusée en un petit polje suspendu que l'absence de drainage à l'air libre a peu à peu transformé en un dédale de creux et de bosses suivant le processus classique tandis que subsistaient ces sommets escarpés du type hums, témoins de l'ancienne crête, dont n'avaient pu venir à bout ni l'érosion subaérienne, ni les morsures karstiques. Cette deuxième phase de creusement pliocène, bien différente de la première, peut être située à la fin du Pliocène.

Mais l'évolution de cette trouée ne devait pas s'arrêter là. L'altitude élevée, la proximité de la cluse préalpine de Chambéry parcourue par une importante langue glaciaire et l'importance de cette échancrure comme la grande fraîcheur de ses versants incitent à accorder à l'érosion glaciaire un rôle important. D'ailleurs bien que, fait curieux, la carte géologique n'indique aucune trace de Glaciaire, il est facile de relever près du col de l'Epine et en particulier au Nord, le long de la route forestière se dirigeant vers Château-Richard, de nombreux galets bien roulés et polis, dont beaucoup sont de nature Calcaire jurassienne et quelques-uns originaires des massifs internes des Alpes. Si l'on songe à l'altitude voisine de 1.000 m. et si l'on considère le caractère bien roulé de ces galets qui ont subi une forte usure, il semble légitime de voir dans ces dépôts des traces de Glaciaire rissien et même mindélien. L'altitude est en effet trop élevée pour que cette trouée ait livré passage à une langue glaciaire würmienne; mais on peut fort bien concevoir un important passage de glaces rissiennes entre l'appareil alpestre de l'Isère et les plateaux du Bas-Dauphiné. D'ailleurs même à l'époque würmienne la trouée a été occupée par des glaces locales formées sur les sommets voisins et qui ont dû subsister longtemps, peut-être

mélangées à des culots d'anciennes glaces mortes d'origine alpine, dans les creux des formes Karstiques pliocènes.

Quoiqu'il en soit, le creusement des glaces a contribué sans doute à abaisser la trouée, surtout peut-être dans la partie médiane, maintenant très surbaissée, mais qui séparait sans doute plus nettement jadis deux percées mieux individualisées; les glaciers ont aussi affouillé les versants Nord et Sud de l'échancrure, qui sont très redressés. Enfin, l'érosion post-quaternaire a parachevé l'œuvre des époques précédentes, mais en n'apportant guère que des retouches de détail: la solifluction adoucit certaines pentes tandis que les alternances de gel et dégel débitent les versants en pierriers; la nivation agit en approfondissant les dolines qui conservent longtemps les neiges de l'hiver; et surtout une nouvelle génération de formes Karstiques, plus modestes, se superpose au Karst pliocène dans ce polje haut perché.

Il faut enfin parler d'une encoche beaucoup plus profonde qui échancre la chaîne à son extrémité Nord et constitue à certains égards une énigme: le col du Chat ou du Chevelu.

Il s'agit d'un passage moins élevé (635 m.), bien inférieur en altitude, on le voit, à la trouée de l'Epine-Aiguebelette, extrêmement étroit (à peine 50 m. de large à la base) et bordé de hauts escarpements sculptés dans le Rauracien et le Séquanien durs. L'étroitesse et la fraîcheur de formes de cette entaille en V aigu accentuent encore l'opposition qui existe entre le col du Chat et la trouée de l'Epine; elles rendent aussi le passage difficile et même dangereux l'hiver en dépit de sa faible altitude par le risque d'avalanches qu'elles déterminent et c'est la raison pour laquelle on a été conduit à creuser sous le col le tunnel routier du Chat qui sert de passage à une variante fréquentée de la route de Bourg à Chambéry; la route du col n'est plus guère utilisée qu'à des fins touristiques. Les versants sont cependant interrompus vers 800 m. par des replats situés de part et d'autre, hachés d'étroites fissures et très karstifiés que l'on peut sans doute mettre en parallèle avec les formes de même altitude que l'on rencontre à quelques kilomètres au Nord vers le village d'Ontex. Enfin, il faut signaler que la carte géologique ne mentionne aucune trace de Glaciaire dans le fond de l'encoche non plus que sur les versants. De fait on ne trouve pas de galets roulés semblables à ceux que l'on observe dans la trouée de l'Epine-Aiguebelette. Mais, à la base du versant Nord, à proximité d'une carrière ouverte pour empierrement, on trouve quelques cailloux de gneiss très émoussés et surtout aplatis sur une ou deux faces, qui rappellent des débris abandonnés par un écoulement fluvial et peut-être faiblement remaniés par les glaces. Mais il faut remarquer que ces cailloux émoussés et aplatis semblent non pas en place, mais descendus des replats ou adoucissements de pente qui dominent le col.

Tels sont les faits. Leur interprétation est délicate car l'origine de cette encoche étroite pose un véritable problème du fait de la fraîcheur extrême de ses formes et de l'absence de glaciaire. La profondeur de cette trouée interdit d'y voir une forme récente, uniquement due à l'érosion post-würmienne; ou alors il faudrait supposer

un soulèvement très récent de grande ampleur qui aurait exacerbé l'érosion, mais dont on ne trouve d'exemple nulle part et qu'il est par suite interdit de postuler. Les replats de 800 m. signalés plus haut incitent à penser que la trouée étroite actuelle fut préparée par une percée plus large, faisant partie du système d'érosion du Pliocène inférieur que l'on retrouve, remaniant d'ailleurs des surfaces pontiennes, dans la région d'Ontex. Si l'on considère que cette percée du Chat et la cluse de Pierre-Châtel sont dans le prolongement l'une de l'autre suivant un alignement Est-Ouest, on peut même se demander s'il n'y aurait pas là des traces d'un écoulement fluvial Est-Ouest suivant la ligne de pente et parcourant la surface de remblaiement ponto-pliocène qui devait alors combler le val du Rhône; on soupçonne en bien des endroits, et particulièrement dans le Haut-Bugey, des écoulements transversaux de ce type avant l'installation de l'actuel système de drainage (6). Mais c'est une hypothèse invérifiable.

Si la percée du col du Chat fut sans doute ébauchée dès le Pliocène inférieur, elle semble devoir à peu près ses formes et sa profondeur actuelles à l'érosion de la fin du Pliocène. Elle paraît avoir été creusée par deux écoulements divergents, en liaison avec un système de formes pliocènes supérieures, aujourd'hui bien karstifiées, que l'on rencontre de part et d'autre de la chaîne du Landard-Charvaz et que nous avons déjà eu l'occasion d'examiner. Signalons-en seulement quelques aspects à l'Est et à l'Ouest du col. Sur le versant oriental, à 30 m. environ sous le col, un peu avant la bifurcation de la route du tour du Lac qui se dirige vers le Nord, on rencontre une grande doline, qui fait partie de tout un système de formes karstiques recreusant, vers 600 m. d'altitude, une combe monoclinale affouillée dans l'Hauterivien marneux en contre-bas de petits crêts urgoniens et que l'on suit en direction du Nord vers le hameau des Villards (fig. 18). Il y a eu ici dégagement d'une forme appalachienne de dimensions modestes à partir d'un replat de versant que l'on peut reconstituer à peu près tangent au sommet des crêts urgoniens. Etant donné son altitude et sa situation au-dessus des parois fortement redressées de l'auge glaciaire du lac du Bourget, on peut légitimement rapporter ce replat et ce système de formes au niveau pliocène supérieur.

Sur le versant occidental, on retrouve un paysage du même genre: après une descente rapide la route effectue un grand virage autour d'une grande doline qui, vers 600 m. aussi, creuse un replat suspendu au-dessus de la cuvette lacustre de Chevelu; le creusement n'est qu'en partie favorisé par la bande d'Oxfordien plus marneux, car la doline empiète sur le Bathonien. C'est certainement à partir de ces formes fini-pliocènes que deux torrents divergents se sont lancés à l'assaut de la percée ébauchée à l'époque précédente et ont creusé la trouée à peu près à son altitude et avec ses formes actuelles. Si l'on est tenté de s'étonner qu'une attaque assez longue n'ait pas sculpté une forme plus ample comme il est souvent de règle pour

(6) Cf. 4^e partie, chap. II et III.

les morsures datant du Pliocène supérieur, il faut se souvenir que cette attaque était menée dans des conditions particulièrement difficiles: terrains durs en majorité, très fortement redressés (l'allure des strates au col est éloquente à ce sujet), et absence d'ensellement ou de fracture transversale qui aurait pu favoriser la percée.

Ce que l'érosion fluviale n'avait pu effectuer, l'érosion glaciaire n'a pas non plus réussi à le faire. Si le travail des glaces n'apparaît pas dans cette trouée, si celle-ci est demeurée une entaille étroite en V aigu, c'est que précisément l'ouverture pré-glaciaire était trop étroite pour livrer passage à un important appareil glaciaire doté d'un pouvoir érosif efficace; le col du Chat ne fut parcouru que par une langue de glace étroite, peu épaisse et qui n'a pas été en mesure de redresser les versants en les affouillant à la base. Peut-être au Würmien n'y eut-il une grande épaisseur de glaces que de part et d'autre du col, là où l'on observe des ébauches de cirques sur les parois: le creusement de la glace aurait renforcé le creusement karstique pliocène. Ainsi s'explique le fait que la trouée soit restée aussi étroite et aiguë et aussi l'absence de moraines qu'un appareil aussi mince ne pouvait apporter en abondance et qui ont dû rapidement être déblayées. Ceci confirme, s'il en est besoin, l'influence du relief pré-glaciaire sur l'ampleur des phénomènes glaciaires eux-mêmes et des formes qui leur sont dues.

CHAPITRE VI

LES APLANISSEMENTS DES MARGES SAVOYARDES DU BAS-BUGEY (Fin)

VI. — LE GROS FOUG ET LA MONTAGNE DES PRINCES (1)

Si l'on envisage le milieu humain et le passé, il est évident que l'on ne peut ranger la chaîne du Gros Foug et la Montagne des Princes parmi les montagnes bugistes. Nous ne sommes plus en Bugey, mais en Savoie et la limite départementale de la Savoie et de la Haute-Savoie avec l'Ain, qui suit le cours du Rhône ne fait que consacrer une division non seulement provinciale, mais nationale, puisque cette chaîne n'est française que depuis 1860. Les deux villes jumelées de Seyssel-Ain et Seyssel-Haute-Savoie perpétuent le souvenir de cette frontière.

Mais si l'on ne considère que les données de la Nature, le paysage comme le sous-sol, il en est autrement. Par leur faciès et leur épaisseur les terrains sont d'abord bien différents de ceux que l'on rencontre dans les Préalpes de Savoie, l'Urgonien surtout, qui est loin d'atteindre les 200 à 250 m. d'épaisseur qu'il acquiert dans les Bauges et le Genevois pourtant peu éloignés. L'altitude ensuite est modeste : deux points atteignent 1.057 m. ; nous sommes loin des 1.800 m. du Parmelan. En outre, les formes du relief extrêmement lourdes, l'absence même de sommets individualisés et élancés font que cette chaîne du Gros Foug ne ressemble en rien aux montagnes des Préalpes voisines. Enfin le Gros Foug domine immédiatement le val du Rhône, qu'il encadre avec le Grand Colombier, et cette vallée est un val typiquement jurassien, large, à fond plat, correspondant à un synclinal en baquet. Si le Rhône a constitué une limite historique on ne voit guère de coupure du point de vue physique. Pour toutes ces raisons, il paraît légitime de considérer Gros Foug et Montagne des Princes comme faisant partie du Jura méridional du point de vue des formes du relief. Nous avons rattaché l'étude de ce chaînon au Bas-Bugey en raison de l'existence de dépôts tertiaires et de conditions morphologiques à peu près analogues à celles que l'on rencontre dans les bordures montagneuses du bassin de Belley.

(1) 1/80.000^e : Nantua S. E. et Chambéry N.-E. — 1/50.000^e Seyssel et Rumilly. — 1/20.000^e : Seyssel, n° 5 et 6, Rumilly n°s 1, 2 et 6. — Carte géologique au 1/80.000^e — feuilles de Nantua et Chambéry.

LES LIMITES ET LES ASPECTS D'ENSEMBLE

A l'Est, au Nord et à l'Ouest, aucune contestation n'est possible sur les limites de la chaîne, qui sont extrêmement nettes: le Gros Foug et la Montagne des Princes se distinguent clairement par le relief et la végétation, très boisée, des régions déprimées qui les entourent: avant-pays savoyard à l'Est, plateau molassique de la Semine traversée par la gorge des Usses au Nord, val du Rhône à l'Ouest. La cluse Est-Ouest du Fier, si improprement appelée « Val-du-Fier » dans le langage courant du pays, ne saurait constituer une limite: de part et d'autre du torrent, Gros Foug et Montagne des Princes ont les mêmes caractères. Il faut signaler quelques différences entre les bordures de la chaîne. En premier lieu les pentes des versants sont plus raides à l'Est et à l'Ouest qu'au Nord où l'abaissement de la chaîne se fait graduellement vers le plateau molassique et glaciaire de la Semine; il y a là en effet une belle terminaison périnclinale du pli. En second lieu l'altitude relative de la chaîne n'est pas la même à l'Est et à l'Ouest: à l'Est la dénivellation est moins importante entre le sommet qui avoisine 1.000 m. et l'avant pays savoyard qui, dans sa partie occidentale, atteint 500 m. environ, tandis qu'à l'Ouest Gros Foug et Montagne des Princes s'enlèvent par un long versant et font figure de montagne plus élevée au-dessus du val du Rhône très profondément creusé à 250 m.

Au Sud en revanche, il peut sembler à première vue beaucoup plus arbitraire de séparer le Gros Foug du Corsuet-Chambotte qui s'allonge N.-N.W./S.-S.E. le long du lac du Bourget pour se terminer à 3 km. au Nord d'Aix-les-Bains, tout près du Revard préalpin. Pourtant, à y regarder de plus près, les caractères ne sont plus les mêmes dans le secteur montagneux qui domine directement le Lac du Bourget, et le col du Sapenay constitue une limite méridionale acceptable pour le Gros Foug, bien que ce ne soit qu'une échancrure étroite et peu profonde (897 m.) dans la ligne de crête. Au Sud de ce col en effet, nous ne sommes plus en présence d'une voûte lourde et trapue aux versants presque identiques, comme dans le Gros Foug; c'est un chaînon beaucoup moins large (à peine 2 km. en certains points), beaucoup plus effilé surtout, décharné pourrait-on dire, qui s'offre aux regards: une crête véritable, très étroite et sinueuse, qui n'atteint pas 200 m. de large dans le Mont du Corsuet au Sud de la Chambotte. En outre, cette échine est dissymétrique, car le versant occidental, qui domine le Lac du Bourget, est fort escarpé (route et voie ferrée de Culoz à Aix-les-Bains ont bien de la peine à longer à sa base le lac, malgré les nombreux travaux d'art, tunnels et surplombs au-dessus des eaux) tandis que sur le versant oriental les pentes sont sensiblement plus longues et plus douces vers les collines glaciaires et molassiques de l'Albanais et la vallée de la Deisse.

Enfin, sans parler des altitudes un peu inférieures à celles du Gros Foug, mais qui ne diminuent vraiment de façon très sensible qu'à hauteur de la baie de la Grésine, ce secteur méridional de la chaîne se distingue du Gros Foug et de la Montagne des Princes par les terrains qui le constituent. En effet, l'Urgonien qui, au Nord, forme l'armature de la chaîne disparaît des sommets et cède la place

à l'Hauterivien et bientôt au Valanginien de dureté comparable; on voit même affleurer le Jurassique supérieur, Purbeckien et Portlandien, à l'extrême Sud, à l'Est et au-dessus de Brison-Saint-Innocent. Ce fait témoigne évidemment d'une exaltation plus marquée de l'anticlinal, qui ne peut surprendre dans ce secteur méridional proche des plis préalpins plus accentués, et aussi — par voie de conséquence —, d'une érosion plus intense. Notons d'ailleurs que cette transformation dans la nature des terrains ne s'opère pas exactement au col du Sapenay, mais qu'elle se prépare plus au Nord, puisque le Mont Clergeon, un des sommets du Gros Foug (1.031 m.), est déjà façonné dans l'Hauterivien. Remarquons enfin qu'il n'est pas possible de respecter les divisions adoptées par le langage courant: en effet, si la Montagne de Cessens et le Corsuet-Chambotte sont bien distincts du Gros Foug et constituent un secteur tout différent de la chaîne on ne saurait en dire autant du Mont Clergeon qui ne se distingue guère du Gros Foug, si ce n'est par la végétation (les pâturages y remplacent bois et broussailles), et qui, du point de vue des formes du relief, fait vraiment partie intégrante de la chaîne étudiée.

Pour embrasser vraiment du regard toute la chaîne, il n'est rien de tel que de grimper à la Croix du Grand Colombier. De ce sommet en effet, le Gros Foug apparaît dans tous ses détails au delà du fossé profond où coule le Rhône et on le domine si bien que l'on a l'impression de le survoler. C'est une chaîne originale qui s'offre ainsi aux yeux sur cette bordure orientale du Jura du Sud, et cette originalité est due essentiellement à trois traits.

Ce qui distingue d'abord Gros Foug et Montagne des Princes parmi les chaînes de l'Est du Jura, c'est l'altitude modeste, à peine supérieure à 1.000 m.: nous sommes fort en dessous des 1.548 m. du Colombier tout proche. Certes, cette altitude se rencontre fréquemment en bien des secteurs du Jura du Sud; mais il s'agit du Bugey central et occidental où le relief est plus modeste. On peut la considérer comme anormalement basse dans la zone orientale où les chaînes et même les plateaux sont plus élevés: les monts du Jura se dressent au-dessus du Pays de Gex à plus de 1.700 m.; Colombier et Mont du Chat dépassent ou avoisinent 1.500 m.; Retord et Molard de Don culminent encore au-dessus de 1.200 m. En revanche cette altitude est comparable à celle du petit chaînon du Vuache qui, au Sud du Rhône, se détache comme un rameau du Credo. Elle est de toute évidence la marque d'un plissement moins exalté et sans doute plus récent.

Un second trait original du paysage du Gros Foug et de la Montagne des Princes, c'est la présence d'une cluse courte, profondément incisée mais très étroite, qui scie la montagne dans sa partie septentrionale, la cluse du Fier inférieur, que l'on appelle dans la région le « Val du Fier ». Il serait absurde évidemment de dire qu'une chaîne jurassienne tire son originalité de l'existence d'une cluse, si élevé est le nombre de ces passages transversaux à travers les chaînes du Jura. Mais la cluse du Fier est bien différente des autres cluses bugistes: alors que celles-ci sont le plus souvent des cluses composées, s'étirant en zig-zag sur de longues distances et comportant d'ailleurs des éléments de vaux synclinaux, le plus

souvent assez évolués dans leur profil transversal, la cluse du Fier est de toute évidence une forme fraîche et simple qui ne saurait avoir un long passé morphologique. Comme l'a si justement remarqué E. de Martonne, c'est ici que se situent les véritables gorges et non pas celles qui sont aménagées à Lovagny « dans les calcaires oligocènes sans caractère [118].

Enfin — et ce troisième aspect original de la chaîne s'accorde très bien avec les précédents — le Gros Foug et la Montagne des Princes se présentent sous les traits d'une voûte massive et lourde, absolument dépourvue d'articulations, si l'on excepte la cluse du Fier, à partir de laquelle on n'observe, de part et d'autre, que des ébauches de combes et une faible encoche dans la région de Rojux, où l'on note la présence d'une combe monoclinale de dimensions modestes et d'un petit plateau qui rabote la voûte. Au Sud du col de Sapenay apparaît aussi une vallée longitudinale élevée et suspendue au-dessus de Cessens: mais ici, comme nous l'avons vu, nous sortons du Gros Foug proprement dit. Quant aux versants de cette voûte, ils sont à peine égratignés par des ruz élémentaires, à sec pendant la majeure partie de l'année, peu profonds et en pente raide, ou par des fissures plus profondes, mais encore plus étroites, qui correspondent à des redans de la ligne de crête et semblent dues à l'existence de fractures et décrochements horizontaux: ces traits de scie étroits sont particulièrement apparents sur le versant occidental au-dessus et à l'Est de Serrières-en-Chautagne. Bref, c'est un mont que nous avons devant les yeux, un mont qui a conservé la carapace urgonienne au moins jusqu'au Mont-Clergeon, et semble respecter les contours de l'anticlinal, un mont comme en définitive il n'y en a pas beaucoup d'autres exemples dans le Jura, en dépit des affirmations contenues dans les anciens manuels.

On a tout à fait l'impression de se trouver en présence d'une chaîne peu ancienne, émergée assez récemment de la molasse tertiaire qui l'entoure et comme telle n'ayant subi que des morsures d'érosion peu accentuées qui n'ont réussi à percer la carapace urgonienne dure qu'en peu de points, à proximité de la cluse du Fier où l'érosion se trouve exacerbée par la profonde coupure, et dans la partie méridionale. Le contraste est complet avec la chaîne du Colombier, chaîne si déchiquetée en crêtes et sommets escarpés à fière allure, si articulée par un dédale de ruz nombreux, amples et profonds, et de combes multiples, situées à différents niveaux sur les versants comme dans l'axe même de la montagne. Il ne saurait y avoir d'opposition plus nette et pourtant un val de 3 km. à peine sépare seulement ces deux chaînes. Ce sont deux plis de type et d'âge très différents qui longent le Rhône de part et d'autre et nous aurons l'occasion bientôt de revenir sur l'âge de l'anticlinal du Gros Foug. Signalons seulement pour l'instant que de ces traits d'ensemble du paysage du Gros Foug et de la Montagne des Princes découle une conséquence importante pour l'analyse morphologique: ce sont surtout des formes structurales ou au moins substructurales qui vont apparaître dans cette chaîne; il ne faut guère s'attendre à y déceler des traces d'aplanissements très anciens. Une exception doit être faite toutefois sur les bordures où la présence de dépôts tertiaires

permettra sans doute d'identifier des surfaces d'érosion ou d'abrasion très anciennes, plus ou moins déformées, jadis fossilisées et maintenant en voie d'exhumation; mais hâtons-nous d'ajouter que ces aplanissements ne pourront jouer qu'un rôle morphologique des plus restreints.

LES DONNÉES DE LA STRUCTURE.

Le terrain qui constitue la carapace de la chaîne du Gros Foug et de la Montagne des Princes c'est l'Urgonien, sauf vers le hameau de Rojux et le Mont Clergeon, où affleure de l'Hauterivien plus marneux et du Valanginien tout aussi dur qui, au Sud du col du Sape-nay, prend le relais de l'Urgonien: c'est là un trait qui annonce les Préalpes et place le Gros Foug à part parmi les chaînes jurassiennes. Il est à noter en effet que dans ces dernières, l'Urgonien ne constitue jamais les sommets qui sont sculptés le plus souvent dans les différents étages du Jurassique ou, à la rigueur, dans le Valanginien, comme c'est le cas de la Montagne de Parves et du Mont Tournier dans le Bas Bugey. Nous verrons quelles conclusions on peut tirer de ce fait en ce qui concerne la formation et l'âge de ce pli. Ici le Jurassique n'affleure pas, sauf bien entendu dans le noyau de l'anticlinal que fait apparaître la profonde coupure du Fier; en dehors de cette coupe naturelle, il n'est visible qu'au Sud du col du Sape-nay, et encore en minces liserés sur le versant occidental. Parmi les autres couches crétacées qui constituent exclusivement le chaînon, on note un long affleurement d'Hauterivien sur les pentes moyennes du versant occidental, sous les escarpements urgoniens là où le flanc de l'anticlinal a été décapé par l'érosion. Quant au Valanginien, nous avons vu qu'il commence à se substituer sur les sommets à l'Urgonien, à hauteur du Mont-Clergeon.

Comme les chaînes du Bas-Bugey et certaines, malheureusement beaucoup moins nombreuses, du Haut Bugey, le Gros Foug et la Montagne des Princes sont flanqués sur leur bordure de dépôts tertiaires dont l'étendue est restreinte, mais l'importance très grande pour la définition des formes du relief. Ces dépôts, parfois masqués par les accumulations morainiques, forment une lisière quasi-continue. Comme dans le Bas-Bugey on retrouve le Burdigalien, qui repose tantôt directement sur l'Urgonien, tantôt sur le Stampien, tantôt sur l'Aquitaniien; on rencontre aussi, au Nord de Chindrieux, le Vindobonien, à l'Ouest d'ailleurs d'un contact anormal et faisant plutôt partie du synclinal du Rhône que de l'anticlinal du Gros Foug. Ces terrains ont les mêmes faciès que ceux que nous avons observés dans le Bas-Bugey. Il faut noter toutefois que l'Aquitaniien, qui affleure aussi sur le pourtour de la chaîne, se présente à Montagney, au Sud-Est de Ruffieux, sous l'aspect d'un Calcaire lacustre et a donc moins de signification morphologique que les conglomérats et dépôts continentaux rencontrés jusqu'ici sous cette dénomination. Mais l'originalité des dépôts tertiaires qui entourent cette chaîne réside d'abord dans la présence, au Nord, de Stampien, dont les bancs inférieurs (Rupélien) renferment des poudingues et des lits de petits cailloux de calcaire et silex consolidés, indications qui peuvent être utiles dans la reconstitution de l'évolu-

tion morphologique. Elle réside aussi dans l'existence de sables sidérolithiques éocènes à silex qui remplissent des poches et fissures de l'Urgonien aux deux extrémités de la cluse du Fier et sur la lisière Nord-Est de la Montagne des Princes: il y a là un fait assez rare dans le Jura, du moins dans l'état actuel de la connaissance et de la localisation de ces dépôts, et du plus haut intérêt.

Pour examiner maintenant le style tectonique de ce pli du Gros Foug dans le sens transversal, nous disposons de l'excellente coupe naturelle fournie par la cluse du Fier qui s'est enfoncé profondément dans le noyau de l'anticlinal. Des observations sur les bordures, surtout la bordure occidentale la plus compliquée, notamment vers Montagney, Motz et au Nord de la cluse du Fier, permettent de compléter cette coupe.

Il s'agit dans l'ensemble d'un anticlinal assez simple, du moins à hauteur de la cluse du Fier, d'un pli « coffré », où les couches sont très redressées sur les deux flancs et comme moulées sur un bâti assez rigide, qui pourrait bien être un bloc faillé du socle ancien en voie de soulèvement. Remarquons cependant que la couverture sédimentaire est moins attaquée qu'en bien des chaînes bugistes et que, par suite, les dislocations du socle sont plus amorties, car moins reflétées par les terrains du Crétacé non encore décapés et moins visibles ainsi pour l'observateur. De Margerie signalait déjà dans ce sens [44] que sur les versants de la cluse du Fier profondément incisée, on constate une certaine disharmonie du plissement: de nombreux contournements et froissements, bien apparents dans les bancs jurassiques qui affleurent au fond de la cluse, n'existent pas dans les bancs supérieurs. Il faut aussi noter que cette relative simplicité de l'ensemble n'exclut pas les complications de détail, en particulier sur le flanc occidental du pli: si les couches sont assez redressées à l'Est, elles le sont cependant moins qu'à l'Ouest, et sans aller jusqu'à adopter l'expression de « demi-dôme » employée par de Margerie pour caractériser le pli du Gros Foug, il faut bien reconnaître que l'anticlinal n'est pas symétrique. Non seulement le flanc occidental subit des complications au contact du synclinal du Rhône, mais encore le noyau du pli lui-même est affecté par des ondulations secondaires. Il suffit pour s'en convaincre d'observer les versants de la cluse du Fier qui ont permis à J. Daresté de la Chavanne de dresser une coupe détaillée de l'anticlinal, reproduite par de Margerie dans le tome II de son ouvrage sur le Jura.

Que voit-on en effet lorsque l'on parcourt cette cluse d'Est en Ouest? Aux grès du Miocène, subhorizontaux dans le bassin de Rumilly, puis relevés aux approches de la chaîne, succèdent à l'entrée Est de la cluse, au lieu dit « Les Portes du Fier », les bancs de calcaire blancs rosés de l'Aquitainien redressés de 30° environ vers l'Ouest, comme la série crétacée dans laquelle nous pénétrons. C'est au contact de l'Aquitainien et du Crétacé, ici grès sableux du Gault, au Nord, vers Crempigny, Urgonien, que se situent les dépôts de sables éocènes sidérolithiques qui sont souvent descendus dans des fissures du calcaire; c'est ainsi qu'au Nord-Ouest du hameau de Bellefontaine on observe, dans les bancs fendillés de l'Urgonien, des lambeaux d'argile ocre, durcie au contact de l'air, mais se décomposant

facilement en sable, qui comportent des traînées rougeâtres trahissant la présence d'oxyde de fer et représentant des témoins de ces sables éocènes. La série secondaire qui affleure du Gault à l'Oxfordien dans la cluse, d'abord relevée à 30° vers l'Ouest comme nous l'avons vu, se ploie assez rapidement, mais sans dislocation toutefois, pour devenir subhorizontale au milieu de la cluse dans l'axe du pli: notons d'ailleurs que, conséquence de la disharmonie signalée plus haut, cette horizontalité des terrains est surtout visible dans le Crétacé sur les pentes supérieures des versants; dans le Jurassique, au niveau du thalweg, les couches dessinent une voûte plus régulière et le palier structural est beaucoup moins sensible.

Plus à l'Ouest, aux deux tiers de la cluse à partir des Portes du Fier, les terrains se ploient très brusquement pour s'abaisser verticalement puis remonter de nouveau vers l'Ouest avec un pendage de 45° environ: il y a là une ondulation secondaire de l'anticlinal très fortement marquée, un synclinal aigu qui pince les calcaires marneux de l'Hauterivien nettement froissés; ceux-ci ont été légèrement affouillés en une dépression monoclinale à peine esquissée au Nord du Fier, la Combe de Vens (cf. 1/20.000^e: Seyssel, n° 6). A ce synclinal secondaire succède un anticlinal aigu bien apparent dans le ploiement du Valanginien qui affleure au sommet des versants, à la sortie de la cluse, vers la cote 493,6 du plan directeur. Puis c'est la retombée quasi-verticale et définitive de l'anticlinal vers l'Ouest (2) que l'on suit à travers une série de terrains identiques à celle que l'on a observée à l'Est de la chaîne; on constate même qu'au niveau du thalweg les couches du Crétacé inférieur, et notamment le Valanginien, sont un peu renversées vers l'Ouest sur le synclinal du Rhône. Enfin, les terrains tertiaires, Aquitaniens succédant aux sables éocènes, et même Burdigaliens, sont beaucoup plus relevés qu'à Saint-André-Val-du-Fier, redressés presque verticalement contre la série secondaire, le pendage diminuant brusquement plus à l'Ouest pour devenir nul dans le synclinal en baquet du Rhône.

On voit donc que l'anticlinal du Gros Foug est légèrement déjeté vers l'Ouest à hauteur de la cluse du Fier, sans que les accidents du flanc Ouest puissent se comparer toutefois aux complications et déversements que nous avons rencontrés sur les bordures occidentales de la plupart des anticlinaux du Jura méridional. Remarquons aussi que le synclinal secondaire qui rompt la régularité de l'anticlinal est plus proche du synclinal du Rhône que du bassin de Rumilly, ce qui montre bien que les complications tectoniques se trouvent localisées sur le flanc Ouest du pli. Mais si l'anticlinal du Gros Foug n'est que légèrement dissymétrique dans sa partie septentrionale, si l'on ne peut parler de déversement réel sur le synclinal du Rhône, il n'en est plus ainsi au Sud de Serrières-en-Chautagne où le pli devient nettement dissymétrique. De Margerie avait déjà noté [44] l'accentuation de la dissymétrie de la voûte dans le secteur méridional et parlé du renversement des couches au contact du synclinal

(2) Au Nord de la cluse du Fier les dalles de l'Urgonien pendent d'au moins 70° vers l'Ouest.

occidental. La carte géologique de Chambéry mentionne même au S.E. de Ruffieux un accident marquant le contact anormal du Burdigalien incorporé dans le pli du Gros Foug et de la molasse vindobonienne qui remplit la dépression de Culoz, recouverte superficiellement par les alluvions récentes des Marais de Chautagne et de Lavours; cet accident n'est pas indiqué sur la feuille de Nantua, soit qu'il soit masqué par le glaciaire würmien plus abondant vers le Nord, soit que la tectonique apparaisse ici plus plastique avec substitution d'une flexure au pli faille, soit enfin qu'il s'agisse d'une différence d'interprétation.

Quoi qu'il en soit l'anticlinal est ici nettement déversé vers l'Ouest et présente un contre-pendage caractéristique. Entre Rojux et Montagney, on voit d'abord, vers 600 m. d'altitude, à hauteur du grand lacet Sud de la route qui domine la gorge du ruisseau de Vinan (3), les couches plonger normalement, quoiqu'avec un très fort pendage ($45/60^\circ$), vers l'Ouest, vers le val du Rhône, ce qui représente la retombée occidentale du pli. Mais quand on atteint les pentes inférieures du versant, donc aussi la partie plus profonde du flanc Ouest de l'anticlinal, on voit l'Urgonien, puis l'Aquitaniien plaqué contre lui, devenir d'abord vertical et ensuite fortement redressé vers l'Ouest: ce dispositif, absolument opposé à ce qui était observé plus haut, apparaît au-dessus de Montagney, vers 500 m., et sous le hameau lui-même où le Burdigalien présente le même pendage. On doit évidemment conclure à un déversement de l'anticlinal vers l'Ouest sur le synclinal du Rhône. Le flanc oriental de ce dernier semble d'ailleurs écrasé et plus ou moins confondu avec le flanc occidental de l'anticlinal, car à l'Ouest de Montagney la molasse vindobonienne offre le même sens et le même degré de pendage: ici, si l'on en croit l'indication portée sur la feuille de Chambéry, le contact se ferait par un véritable pli-faille, avec ligne de discontinuité fortement inclinée vers l'Est; plus au Nord, il pourrait y avoir seulement flexure avec étirement des couches. On voit ainsi que le pli du Gros Foug se complique au fur et à mesure que l'on va vers le Sud; cette complexité croissante du flanc occidental annonce le style nouveau de l'anticlinal du Corsuet qui n'a plus rien d'un pli « coffré » et dans lequel triomphe la dissymétrie.

L'accentuation du déversement vers l'Ouest du flanc occidental et des complications du pli du Gros Foug dans le secteur méridional va de pair avec l'exaltation de ce même pli au fur et à mesure que l'on s'avance vers le Sud. Cette exaltation apparaît comme l'un des traits originaux de cet anticlinal dans le sens longitudinal. Elle se manifeste déjà à hauteur du hameau de Rojux puisque, à altitude égale et même un peu supérieure au secteur Nord, on voit affleurer sur le plateau du Mont Clergeon les couches plus anciennes de l'Hauterivien et du Valanginien. Ce trait va s'accroissant vers le Sud puisque le Jurassique apparaît même sur le versant occidental de la Montagne de Cessens et du Mont de Corsuet. Puis l'effort orogénique cesse brusquement au Nord d'Aix-les-

(3) Cf. 1/20.000^e: Rumilly, n°2.

Bains où le pli du Corsuet est brutalement interrompu par la vallée molassique de la Deisse qui le sépare du Revard.

Au Nord au contraire — et c'est là le second trait, peut-être encore plus original de la tectonique — l'anticlinal du Gros Foug s'abaisse lentement pour disparaître sous la masse de matériaux molassiques du plateau de Semine (fig. 2). Dès la rive Nord de la cluse du Fier, sur le versant occidental de la chaîne, à l'Est de Vens, on voit très bien les couches commencer à s'abaisser vers le Nord. Cet abaissement se poursuit graduellement aussi bien à l'Est qu'à l'Ouest, fidèlement reflété d'ailleurs par la surface topographique qui est une surface substructurale modelée dans les calcaires durs de l'Urgonien, si bien que l'anticlinal de la Montagne des Princes disparaissant lentement et de tous côtés, on se trouve en présence d'une belle terminaison périclinale, très visible depuis Chanay. Un peu au Nord, à Curty et Vencières, l'Urgonien affleure encore par places, preuve de l'épaisseur encore faible de la molasse et du Glaciaire ; puis il disparaît et il faut arriver au profond canon du Rhône à Génissiat pour qu'on le voie de nouveau affleurer ; mais il est ici horizontal et nous sommes dans une zone de tectonique calme, sur un bloc effondré qui s'oppose au pli du Gros Foug où les couches ont été boursoufflées. Tout se passe comme si ce dernier anticlinal se plissait progressivement du Sud vers le Nord et si son secteur septentrional n'avait émergé que depuis relativement peu de temps au milieu de la molasse du plateau de Semine et de l'avant-pays savoyard.

Par là se trouve abordée la question de l'âge de ce plissement, particulièrement intéressante du fait des traits originaux qui le caractérisent. Contrairement à ce qu'affirme de Margerie dans sa réfutation de la thèse de Lugeon sur l'antécédence de la cluse du Fier [44] (problème que nous aurons bientôt l'occasion d'examiner) le pli du Gros Foug paraît s'être formé à une époque récente, de plus en plus récente au fur et à mesure que l'on va vers le Nord, et cela pour plusieurs raisons. Il faut relever en premier lieu la persistance de la voûte urgonienne sur un sommet, fait sans exemple dans le Jura méridional, et la conservation presque intégrale d'un mont que rabote superficiellement le petit plateau du Mont Clergeon, ou qu'égratignent à peine les ruz peu profonds et seulement ébauchés du versant oriental. Les seules fissures importantes et profondes, mais étroites, qui échancrent à l'Ouest la montagne, ainsi au-dessus de Blinty, correspondent à des dislocations transversales analogues à celles qui accidentent le Salève, mais non mentionnées sur la carte géologique, et sont donc des formes du relief étroitement liées à des particularités tectoniques. On songe irrésistiblement au Semnoz qui, de l'autre côté de l'avant-pays savoyard, apparaît aussi sous l'aspect d'une lourde voûte aux formes structurales nombreuses, peu entamée par l'érosion, du moins dans sa partie septentrionale proche d'Annecy ; et cet anticlinal assez simple fait un contraste profond avec les plis serrés, en cascade et plus exaltés de l'intérieur des Bauges, comme le mont qui lui correspond s'oppose aux synclinaux perchés du Charbon et d'Entrevernes. Une surrection déjà ancienne de l'anticlinal ne saurait s'accorder avec l'absence

de vigueur du plissement et surtout avec la faiblesse des attaques de l'érosion.

En second lieu la localisation et les aspects de la cluse du Fier font songer à un pli récemment formé. On a remarqué depuis longtemps que le Fier s'est enfoncé dans la montagne tout près de sa terminaison septentrionale (3 km. à peine), et a creusé une gorge étroite dans les terrains fortement redressés et en majorité résistants, alors qu'un passage facile s'offrait à lui tout près de là, au Nord de la Montagne des Princes, à travers les formations beaucoup plus inconsistantes et non plissées de la molasse. L'origine de cette percée qui paraît aberrante fera l'objet d'un prochain examen. Disons seulement que si l'on admet, comme cela paraît probable, qu'il y a eu antécédence de l'établissement du torrent par rapport au plissement, et que d'autre part le système hydrographique actuel de l'avant-pays savoyard et des Préalpes comme d'ailleurs du Jura ne s'est pas formé avant le Pliocène [85], force est bien de conclure que le pli du Gros Foug ne peut remonter à une époque lointaine et qu'il n'a peut-être commencé à émerger de la molasse qu'à la fin du Pliocène.

D'ailleurs même si l'on rejette l'hypothèse de l'antécédence et si, comme de Margerie, on pense que le tracé du Fier n'est pas indifférent, certains aspects morphologiques de la cluse incitent encore à considérer cette entaille et par conséquent le pli lui-même comme relativement récents : ce sont évidemment d'abord la fraîcheur de l'incision et la nature escarpée des versants qui n'ont pas eu le temps d'évoluer ; c'est aussi l'existence de deux ébauches de combes à peine esquissées au Nord et au Sud à partir du torrent dans certains bancs marneux du Jurassique supérieur : le travail du soutirage est à peine commencé d'une part, et d'autre part ce processus de creusement des combes à partir des cluses, peu répandu dans le Jura, caractérise les chaînes où se sont produits des plissements plus récents et rappelle les Préalpes où le phénomène est très fréquent. C'est ce qui se passe en particulier dans le Vercors [74 bis] où les goulets s'élargissent à la traversée des anticlinaux grâce à l'affleurement des demi-combes et aussi dans les Bauges et le Genevois, par exemple dans la vallée de ce même Fier entre Thônes et le Pont Saint-Clair [85].

Enfin, le caractère récent du plissement semble démontré par l'existence de certaines particularités morphologiques sur lesquelles nous reviendrons plus longuement à propos de l'examen des formes du relief. Le petit plateau qui rabote la voûte du Mont Clergeon n'est en effet séparé de la combe monoclinale de Rojux que par une faible dénivellation (150 m. environ) ; or cette encoche de Rojux est encore drainée de façon permanente et semble faire partie du système de formes pliocènes cohérentes que l'on retrouve sur les versants du Colombier, et d'une façon plus générale, dans le Jura méridional. La présence d'une forme d'érosion active aussi proche du sommet, fait rare dans les montagnes du Jura, où les dépressions élevées sont isolées du réseau hydrographique d'ensemble et karstifiées, **incite** à penser que le soulèvement majeur du pli a été non seulement assez lent mais aussi relativement récent ; sinon les ruisseaux auraient

déjà eu le temps de disparaître dans les fissures du calcaire urgonien. Notons cependant que l'absence de glaciaire würmien sur les sommets, alors que du glaciaire rissien ou mindélien a été conservé dans les creux karstiques, montre que le soulèvement majeur de l'anticlinal avait cessé avant la fin du Quaternaire, puisque les sommets semblaient déjà dépasser la limite des langues glaciaires würmiennes. Ajoutons enfin que le Mont Clergeon est situé dans la partie méridionale du Gros Foug, où le plissement est le plus exalté et a sans doute commencé plus tôt ; par suite la zone septentrionale moins soulevée, où la carapace urgonienne se trouve conservée, a dû se plisser à une époque encore plus récente, peut-être seulement à la fin du Pliocène.

Les paysages et l'évolution morphologique.

L'âge et les caractères du plissement dans le Gros Foug ont eu comme conséquence la conservation sur de vastes étendues de surfaces structurales, ou au moins substructurales, ayant en outre subi une karstification assez prononcée quoique relativement brève, du fait de la nature très fissurée des calcaires urgoniens. Ainsi se présentent la majeure partie de la Montagne des Princes et le Gros Foug proprement dit, depuis la cluse du Fier jusqu'à hauteur du Mont Clergeon, véritables monts où sans doute la voûte urgonienne a été un peu entamée par une érosion de type karstique (la surface du sol est lapiasée et criblée de dolines), sans avoir été, semble-t-il, très réduite en épaisseur ; il s'agit donc d'une surface karstique dérivée d'une surface structurale qui rappelle celle que l'on rencontre sur le haut plateau du Parmelan. Pouvons-nous espérer, dans ces conditions, retrouver des traces nombreuses et étendues des morsures d'érosion anciennes ? Certainement pas. Etant donné l'âge assez récent du plissement ce ne sont guère que des encoches ou des coups de rabot restreints que nous pouvons avoir la chance de repérer ; et leur élaboration ne saurait remonter au delà du Pliocène, peut-être même de la fin du Pliocène. Toutefois, il est nécessaire de rechercher s'il n'existe pas, en certains points bien localisés, des traces d'aplanissements beaucoup plus anciens qui auraient été fossilisés sous les dépôts continentaux, lacustres ou marins, de la molasse et seraient actuellement en voie de dégagement ; car si le plissement et la surrection de cette chaîne du Gros Foug avec les caractères qu'on lui voit actuellement paraissent récents, cela ne veut pas dire qu'il n'y a pas eu déjà, en des temps géologiques très reculés, émergence de cette zone et réalisation d'aplanissements subaériens ou au moins de surfaces d'abrasion sur des hauts fonds, marins ou lacustres. Ne nous faisons d'ailleurs pas à l'avance d'illusion sur l'ampleur de telles formes et leur importance dans le paysage actuel.

Nous commencerons par l'étude des bordures de la chaîne, les zones de contact offrant toujours un plus grand intérêt morphologique et la possibilité d'apporter plus de précisions ; nous essaierons ensuite de repérer, sur les sommets, des témoins de systèmes d'érosion révolus ; enfin nous terminerons par la cluse du Fier, forme majeure de creusement de la chaîne, qui mérite un examen

particulier par l'importance qu'elle revêt et les problèmes qu'elle pose.

Sur les bordures apparaissent des dépôts marins grossiers de rivage ou des dépôts d'origine continentale qui attestent de l'existence de surfaces d'érosion ou d'abrasion très anciennes qui, le plus souvent virtuelles et sans influence sur la morphologie, sont parfois repérables dans le relief actuel sur de faibles étendues, en particulier au Nord et à l'Est de la chaîne.

Un premier problème est posé par l'existence des sables éocènes dont nous avons noté la présence aux deux extrémités de la cluse du Fier et au Nord-Est de la Montagne des Princes, vers le hameau de Bellefontaine. Ces sables et grès fins à forte teneur en oxyde de fer, du type sidérolithique, ne peuvent avoir été élaborés qu'à l'air libre et, par leur nature continentale, ils témoignent de l'existence d'une phase d'émersion et d'érosion qui s'est étendue de l'Aptien au Stampien : il est à noter d'ailleurs que le faciès de Calcaire corallien revêtu par l'Aptien à la Porte du Fier est déjà l'indice d'une mer peu profonde et d'une tendance à l'émersion, tandis que les sables stampiens débutent souvent par un conglomérat, donc un dépôt de rivage. Remarquons aussi que la nature des dépôts éocènes (sables et grès fins) ne sauraient s'accorder avec des mouvements violents du sol qui auraient inévitablement donné naissance à des matériaux grossiers, analogues à ceux que l'on rencontre dans le Pontien ; les sables siliceux dont les silex blanchâtres sont empruntés au Crétacé sous-jacent ont été de toute évidence élaborés sur une surface d'érosion peu accidentée et voisine du niveau de la mer. Il faut donc concevoir les mouvements post-crétacés non pas comme des plissements très exaltés mais comme de faibles soulèvements de blocs probablement faillés qui émergeaient à peine au-dessus de l'eau. Ceci s'accorde d'ailleurs une fois de plus avec les conclusions adoptées par M. Glangeaud dans ses études sur la région comtoise et les plateaux du Jura central [26].

Ces aplanissements ont été évidemment fossilisés par de nombreux sédiments et dépôts de toute nature, depuis le Stampien jusqu'au Pontien et aux moraines quaternaires et déformés à plusieurs reprises ; ils ont été remaniés par des surfaces d'érosion ultérieures. Aussi est-il bien certain que leur rôle dans la morphologie actuelle est des plus minces et que l'existence d'une surface éocène originale est sans doute une vue de l'esprit, surtout dans cette bordure orientale du Jura beaucoup moins soumise à l'érosion subaérienne. Ne parlons même pas, bien entendu, du versant occidental où des bouleversements tectoniques importants ont oblitéré toute trace d'aplanissements aussi lointains et enlèvent aux dépôts éocènes de la sortie Ouest de la cluse du Fier toute signification morphologique. Toutefois, pour être juste, il faut admettre que ces surfaces d'érosion éocènes constituent le point de départ des aplanissements polygéniques fortement basculés vers l'Est qui s'identifient en partie, — mais en partie seulement, car il y a des éléments de surfaces structurales —, avec la base des versants orientaux et septentrionaux de la Montagne des Princes et du Gros Foug. L'érosion éocène aurait ainsi une influence assez indirecte sur le paysage actuel. Ce n'est que



Photo 15

Vue prise du Calvaire-de-Portes, vers le N.W. La partie centrale et la plus élevée du Massif de Portes, appalachienne dans laquelle est logée la Chartreuse de Portes (clocheton). A gauche, aplanissements du Bois de Cernay. Au fond, les hauteurs pyramidales (monadnocks) du Crêt de Pont et de la cote 1 017.



Photo 16

La vallée de la Caline, vue de Blanaz vers le Nord. Gorge de creusement post-pliocène en aval de Conand. Vers la gauche, vallée suspendue d'Epierres, peut-être ancien passage de la Caline. Au centre et en arrière, arête effilée du hameau de Chariot. Plus loin encore, zone centrale du Massif de Portes figurant une surface aplanie et déformée en dôme. A droite, crêt de Pont.

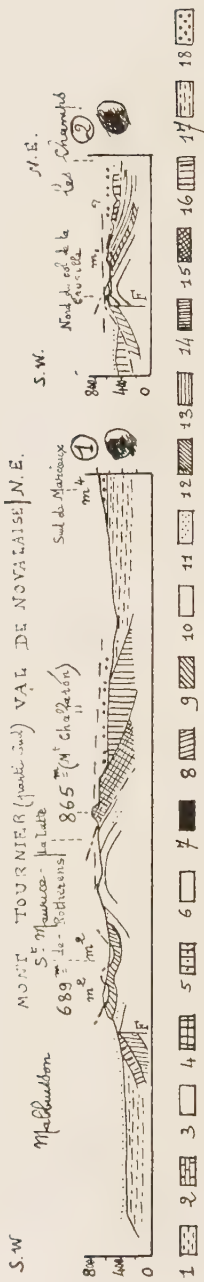


Fig. 16. — 1, Lias; 2, Bajocien; 3, Bathonien inférieur; 4, Bathonien moyen; 5, Bathonien supérieur; 6, Callonien; 7, Oxfordien; 8, Plauracien; 9, Séquanien; 10, Kimmeridgien; 11, Portlandien, Purbacien; 12, Valangien-Pontien. — A, surfaces pré-aquitaine et pré-burdigalienne; B, surface néogène; C, Niveau pliocène (+ 600 m); D, Niveau pliocène (400 m); F, Faille (d'après une coupe de M. Chollet).

1 - Coupe du S.W. de Champagnoux au S. de Marceux par le Mont Chaffaron. Partie méridionale du Mont Tournier dont la voûte est rabotée et aplanie par plusieurs systèmes d'érosion qui ont combiné leur action: aquitano-burdigalien, néogène et pliocène de type karstique. A l'Ouest et à l'Est, niveau pliocène du plateau de Malbuisson et du val de Novalaise.

2 - Détail de la voûte un peu plus au Sud, montrant les diverses facettes d'érosion et la petite cuesta burdigalienne située au S.W. de Gerbaix.

Echelle des longueurs et des hauteurs = 1 : 80 000.

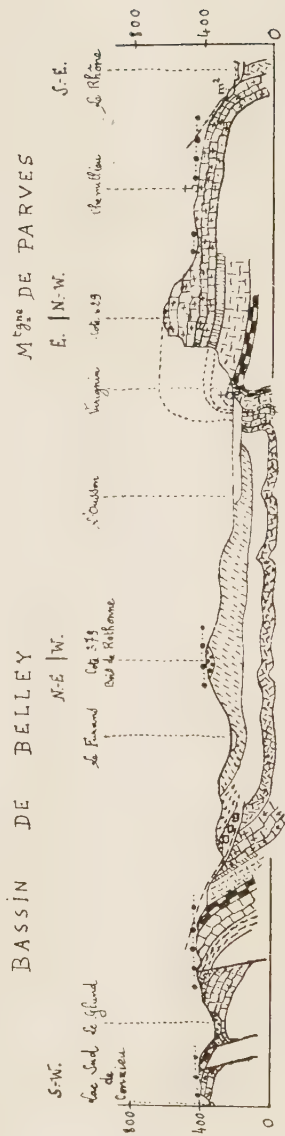


Fig. 17. — Coupe du lac de Conzieu (lac Sud) au Rhône, par le bois de Rothonne, le Signal de la montagne de Parves et Chemillieu. Partie méridionale du bassin de Belley avec la zone Ouest monoclinale et faillée, aux sommets rabotés par l'érosion fin-pliocène dont le plan recoupe les surfaces aquitano-burdigaliennes récemment exhumées, et la zone des collines molassiques de l'Est. A l'Est, Montagne de Parves dissymétrique avec flexure à l'Ouest et pendage vers l'Est moins accentué. En bordure du val du Rhône, nouveau dégauchement d'une surface aquitano-burdigalienne très déformée.

Echelle des hauteurs = 1 : 40 000.

très localement que les dépôts éocènes eux-mêmes ont influencé directement les formes du relief d'aujourd'hui en offrant, conjointement avec les sables stampiens d'ailleurs, une facilité de creusement plus grande à certains ruisseaux et en localisant ainsi leurs cours : c'est ainsi qu'à l'Ouest de Crempigny (4) l'affluent intermittent du ruisseau de Ponte qui descend de Champ Camin s'est installé au contact de ces sables et du Calcaire aquitanien plus dur qui pend vers le Nord-Est et détermine l'apparition d'un crêt miniature face à la montagne.

Un second problème, du même genre, apparaît du fait de la présence, sur de plus grandes étendues à l'Est et à l'Ouest, de dépôts oligocènes et miocènes dont certains, burdigaliens et vindoboniens surtout, attestent eux aussi de phases, d'ailleurs brèves, d'érosion s'exerçant aux dépens des aplanissements éocènes. La question se pose cependant d'une manière un peu différente puisque ces attaques remontent à un passé moins lointain et que, de ce fait, on peut espérer davantage en retrouver quelques marques dans le relief actuel. Remarquons aussi que l'on a plus de chance de repérer ces traces dans le paysage actuel sur le versant oriental de la chaîne, qui correspond au flanc normal, moins bouleversé, de l'anticlinal, qu'à l'Ouest où les complications ont été plus grandes.

A la base du versant qui domine le Rhône pourtant, les matériaux tertiaires significatifs ne manquent pas depuis Chindrieux jusqu'à Motz et même au Nord de la cluse du Fier. Il s'agit d'abord de l'Aquitaniens plaqué contre la série secondaire du flanc occidental de l'anticlinal. Si le Calcaire lacustre très fossilifère que l'on rencontre à Montagny, près de Ruffieux (5), n'a pas forcément de signification morphologique en raison de sa nature de sédiment lacustre, il n'en est pas de même, semble-t-il, des dépôts du même âge qui apparaissent plus au Nord : on y trouve en effet des grès caillouteux dont certains éléments sont empruntés au Néocomien, ce qui semble indiquer qu'une certaine érosion subaérienne ou une abrasion sous faible épaisseur d'eau s'est exercée aux dépens du Crétacé. De toute façon nous sommes proches d'une ligne de rivage et d'ailleurs tout près de là, sur la rive gauche du Rhône, aux mines d'asphalte de La Perretaz sous Challonges, l'Aquitaniens débute par un conglomérat, imprégné de bitume. Il paraît ainsi légitime de penser qu'il y eut au début de l'Aquitaniens une phase d'érosion subaérienne qui eut pour conséquence de remanier en certains points les surfaces éocènes.

Mais ce coup de rabot, si bref et si imparfait d'ailleurs, ne fut pas le seul. Les dépôts burdigaliens et vindoboniens, les premiers très répandus sur cette lisière occidentale, les seconds localisés au Sud entre Ruffieux et Chindrieux, sont éloquentes à ce sujet. Si en effet le Burdigalien, reposant ici sur l'Aquitaniens, présente à la base le faciès marin d'une molasse tendre, fine et grise, son sommet est

(4) Cf. 1/20.000° : Seyssel, n°6.

(5) Cf. la notice de la carte géologique au 1/80.000° : feuille de Chambéry.

représenté par de la molasse grossière et caillouteuse, renfermant des débris très hétérogènes : roches cristallines, mais aussi calcaires urgoniens perforés, grès de l'Eocène et du Gault, silex du Néocène très abondants. Il y a donc là des indices d'une phase d'aplanissement ou plutôt de brèves phases d'érosion séparées par de non moins courtes périodes de surrection et peut-être de submersion, car, à l'intérieur de cet étage, on note parfois l'alternance de bancs grossiers caillouteux et de molasse tendre. Enfin, le Vindobonien, caractérisé à la base par des sables plus ou moins gréseux, contient au sommet de nombreux lits caillouteux plus grossiers qui témoignent de mouvements du sol suivis de vagues d'érosion d'ailleurs restreintes. Ainsi l'on peut pressentir que des esquisses de surfaces pré-aquitaniennes, pré-burdigaliennes et pré-vindoboniennes ont été élaborées jadis à l'emplacement du versant occidental actuel de la chaîne du Gros Foug et ont pu parfois se fondre, par remaniements successifs, en un aplanissement de caractère polygénique.

Mais de ces surfaces ébauchées, il ne reste rien dans le paysage actuel, car ces éléments aplanis ont d'abord et surtout été disloqués par les bouleversements pontiens, incorporés dans le plissement et fortement redressés ; ils ont été en outre remaniés et recoupés par les diverses morsures de l'érosion plio-quaternaire. C'est ainsi que vers Montagnat, à l'Est de Ruffieux et vers Landernier (Les Derrières), à l'Est de Motz (6), l'Aquitaniien apparaît plaqué contre l'Urgonien et, comme ce dernier terrain, plonge vers l'Est, car nous sommes ici dans la retombée du flanc inverse de l'anticlinal renversé vers l'Ouest : la surface aquitanienne est donc toute virtuelle et s'enfonce en profondeur, redressée presque à la verticale. On pourrait en dire autant des surfaces virtuelles et redressées à l'extrême qui existent à la base du Burdigalien et du Vindobonien, cette dernière étant fossilisée sous le val du Rhône puisque le Vindobonien, entre Ruffieux et Chindrieux, apparaît comme faisant partie du flanc oriental renversé du synclinal. En outre les formes du relief de la base du versant sont sous la dépendance de niveaux d'érosion subhorizontaux et beaucoup plus récents : replat pliocène supérieur possible du « Bois de Ruffieux » vers 600 m., à l'Est et au-dessus de Lachat ; terrasses fluvio-glaciaires ou lacustes très nettes, étagées à 450 m. à Montagnat, Lachat et Motz, et à 300 m. à Ruffieux et au N. E. de Serrières. On voit ainsi que, à la base du versant occidental de la chaîne du Gros Foug, le paysage actuel ne doit aucun de ses éléments aux formes d'érosion élaborées dans un lointain passé.

Il en est autrement à l'Est de la chaîne et surtout au Nord. On retrouve en effet dans la zone de contact entre le Gros Foug et l'avant-pays savoyard, des matériaux tertiaires, en partie détritiques, analogues à ceux qui ourlent la bordure occidentale de la chaîne. Mais les complications tectoniques sont absentes de ce flanc Est de l'anticlinal où les terrains secondaires, émergeant normalement de la molasse tertiaire, remontent vers l'Ouest par un pendage régulier, quoiqu'assez prononcé, qui se reflète assez fidèlement

(6) Cf. 1/20.000° : Rumilly n° 1 et 2. Seyssel n° 5 et 6.

dans un versant moins escarpé que celui qui domine le val du Rhône. Aussi est-il possible ici de repérer des traces de très anciens aplanissements jadis fossilisés et qui commencent à être exhumés.

Déjà sur le versant oriental du Gros Foug, au Sud de la cluse du Fier, on peut considérer que les pentes inférieures sculptées dans l'Urgonien constituent des témoins de la surface pré-aquitaine encore enfouie à l'Est sous la molasse aquitaine, qui apparaît en certains endroits déblayée des matériaux glaciaires sus-jacents et reposant sur l'Urgonien, par exemple vers le hameau de Saint-Ours à l'Ouest de Rumilly. Cette surface, restée probablement subhorizontale dans le bloc effondré de l'avant-pays savoyard, là où elle est virtuelle puisqu'enfouie en profondeur, a été ici bien entendu déformée par les mouvements pontiens et basculée vers l'Est. Elle semble avoir été inégalement inclinée suivant les lieux : moins redressée vers le hameau d'Hauteret, au Sud de Saint-André-Val-du-Fier, là où les escarpements apparaissent plus à l'Ouest et où les pentes inférieures sont modérées, elle paraît au contraire plus déformée à l'Ouest de Saint-Ours, puisqu'à cet endroit le Mont Clergeon s'enlève rapidement au-dessus du plateau molassique. Mais il ne faut pas oublier que cette surface a été remaniée par l'érosion glaciaire qui a manifestement affouillé le versant et contribué à le rendre plus escarpé ; en outre certaines parties de ce même versant peuvent n'être rien d'autre que des surfaces structurales à peine recreusées par l'érosion karstique et coïncidant à peu près avec les couches urgoniennes relevées vers l'Ouest. Il faut donc se montrer prudent et ne considérer comme témoins de la surface pré-aquitaine déformée que les premières pentes du versant en roche dure récemment déblayées de l'Aquitainien. Plus haut l'incertitude demeure, car cette ancienne surface, livrée à l'érosion subaérienne depuis plus longtemps, a servi de point de départ à des remaniements plus récents.

Mais si de très anciennes surfaces sont repérables sur le versant oriental de la chaîne, c'est surtout au Nord et au Nord-Est de la Montagne des Princes qu'elles sont apparentes et acquièrent une véritable signification morphologique. Les conditions tectoniques en effet sont ici plus favorables à la recherche de tels aplanissements, puisque le pli se termine périclinalement et que l'Urgonien plonge régulièrement et assez doucement vers le Nord et le Nord-Est pour s'enfoncer sous le Tertiaire et les moraines du plateau de Semine : les mouvements du sol ont été ici moins vigoureux et par suite on peut s'attendre à trouver les anciennes surfaces d'érosion moins déformées. En outre, un élément nouveau apparaît ici : la présence de dépôts du Stampien inférieur (Rupélien) et supérieur (Chattien) plaqués contre la Montagne des Princes et dont l'existence n'est pas signalée au Sud de Crempigny. Or, si ces dépôts sont en partie des sédiments lacustres constitués par des Calcaires blancs, des marnes et des sables, donc sans signification morphologique, ils renferment aussi — surtout à la base du Rupélien, ce qui est important — des lits de petits cailloux calcaires et de silex, parfois même des poudingues et de véritables conglomérats dont les éléments sont empruntés au Crétacé sous-jacent, Urgonien, Hauteri-

vien et Valanginien. Voilà qui est plus significatif, car nous avons ici une nouvelle preuve de la réalité d'une période d'érosion subaérienne ou d'abrasion sous-lacustre post-Crétacée, susceptible d'avoir été le point de départ de l'évolution morphologique de ce versant septentrional de la Montagne des Princes. Outre ces dépôts du Stampien, on retrouve aussi l'Aquitaniien et le Burdigalien semblables par le faciès aux matériaux du même âge observés à l'Ouest et à l'Est de la chaîne : il faut donc s'attendre à des aplanissements polygéniques peu étendus, remaniés à différentes époques à la suite de mouvements du sol répétés et de peu d'amplitude.

En fait, que trouve-t-on sur cette bordure nord depuis le hameau des Côtes au Nord-Ouest jusqu'à Saint-André - Val de Fier ? Depuis la route de Droisy à Crempigny, on aperçoit la retombée régulière de la Montagne des Princes dont les pentes douces plongent sous un liseré de sables, cailloutis et conglomérats du Stampien, qui apparaissent bien en particulier à la bifurcation de la petite route de Curty. Sans doute certaines parties de ce versant Nord de la Montagne des Princes sont-elles des surfaces substructurales, là où l'Urgonien a été localement peu entamé et est débarrassé des dépôts plus tendres du Stampien. Mais le plus souvent l'Urgonien a été érodé, et non pas seulement par le processus karstique pliocène ou récent ; ses bancs se trouvent tronqués et l'on peut considérer qu'une portion importante de ce versant septentrional représente un témoin d'un aplanissement qui plonge sous les conglomérats stampiens et dont l'origine par suite remonte à la période d'érosion ou d'abrasion pré-stampienne. Cet aplanissement a été déformé, basculé vers le Nord par le plissement qui a soulevé la Montagne des Princes ; mais, un ou deux kilomètres plus au Nord, nous le retrouvons moins déformé, plus proche de l'horizontale, dans les éléments de plateaux constitués d'Urgonien et frangés de Stampien inférieur à conglomérats que l'on rencontre vers 500-550 m. au Sud-Est des hameaux de Curty et de Vencières : preuve que nous entrons ici dans une zone de tectonique non seulement effondrée mais plus calme, non plissée et seulement composée de blocs faillés ayant joué les uns par rapport aux autres « en touches de piano », ces éléments de surfaces post-crétacées étant tout de même inclinés vers l'Est.

Mais la base du versant septentrional de la Montagne des Princes ne représente pas partout une surface pré-stampienne originelle récemment exhumée. En certains points, par exemple au Sud-Est du hameau des Côtes ou encore au Sud de Bellefontaine au lieu-dit « Vers le Ver » (7), on voit l'Aquitaniien reposer directement sur l'Urgonien, indice évident, si l'on veut bien se souvenir des faciès de ces dépôts, d'une surface pré-aquitaniienne évidemment déformée ultérieurement. Ailleurs l'Aquitaniien s'est déposé sur le Stampien : c'est le cas à l'Est de Poligny et au Nord-Ouest de Crempigny. Mais souvent alors la partie supérieure du Stampien (Chattien) manque et l'on sait que l'Aquitaniien débute souvent par un conglomérat. C'est assez dire que, même en ces endroits, il y eut une courte phase d'érosion faisant disparaître le sommet du Stampien et terminant

(7) Cf. 1/20.000° : Seyssel n° 6.

les aplanissements pré-stampiens. Si l'on ajoute que les faciès du Burdigalien autorisent à penser qu'il y eut au début de cette période une nouvelle et courte reprise d'érosion, on acquiert ainsi la certitude que la base des versants Nord et Est de la Montagne des Princes est un témoin d'une surface polygénique, composée d'esquisses d'aplanissements pré-stampiens, pré-aquitaniens et pré-burdigaliens qui, à peine ébauchés, étaient déformés par des mouvements du sol répétés mais de faible ampleur et par suite remaniés.

Cette surface polygénique a été enfouie ensuite sous les dépôts du Burdigalien et sans doute aussi du Vindobonien bien que l'on ne retrouve pas trace ici de ce dernier terrain. C'est elle qui a été visiblement ramenée dans le plan d'érosion de la fin du Pliocène et remaniée par les attaques de cette période dans la région du plateau de Semine qui s'étend entre l'extrémité Nord de la Montagne des Princes et le Rhône. L'étendue de ce grand plateau, dont l'altitude oscille entre 550 et 650 m., ne saurait en effet s'expliquer par la seule érosion fini-pliocène : celle-ci a retrouvé cet aplanissement complexe et très ancien, qui reprend ici un intérêt morphologique du fait que nous sommes dans une zone de tectonique plus calme et seulement effondrée. Il y a eu collaboration de deux phases d'érosion séparées par une longue période tout comme sur le plateau de la Michaille à l'Est et au pied du Retord. Bien entendu, ici comme là-bas, il faut faire abstraction des moraines dont l'épaisseur souvent très importante explique l'altitude parfois plus grande du plateau de Semine (650 m. et plus en certains points).

Quant à la zone de contact entre la Montagne des Princes et ce plateau de Semine elle offre dans le détail quelques formes de relief qui rappellent celles que nous avons déjà rencontrées dans le Bas-Bugey en bordure des anticlinaux crétacés du Mont Tournier et du chaînon de Monbel, et qui sont dues au parti tiré par l'érosion différentielle de la diversité des faciès. En effet les sables contenus dans le Stampien ont été parfois légèrement affouillés en une petite dépression monoclinale tandis que les bancs de Calcaire aquitaniens ici, de grès burdigaliens là, donnent naissance à de petites cuestas dont le front est tourné vers la Montagne des Princes. Il en est ainsi du ravin entaillé dans les stables stampiens au Nord/Nord-Est des Côtes et dominé à l'Ouest par un talus escarpé qui laisse voir des bancs de grès superposés aux sables et qui est une cuesta. De même le petit plateau de Vallod, où l'Urgonien est débarrassé depuis peu du Stampien, est dominé à l'Ouest par une petite côte sculptée dans les grès burdigaliens. Enfin à l'Ouest de Crempigny l'Aquitaniens qui revêt ici un faciès calcaire et qui est assez fortement redressé vers le Sud/Sud-Ouest détermine, vers la ferme du Pâquis, l'apparition d'un petit crêt qui s'élève au-dessus d'une dépression monoclinale miniature affouillée dans les sables argileux du Stampien et utilisée par le Ruisseau des Ripes. Ce sont bien les mêmes formes de relief et le même paysage de détail que ceux que nous rencontrions à l'Est du Mont-Chaffaron et vers Ayn dans la partie occidentale du val de Novalaise (8).

(8) Cf. 1/80.000° : Chambéry S.E.

Aussi est-on amené à se demander par analogie si l'on ne peut retrouver ici aussi une surface d'érosion postérieure aux aplanissements polygéniques décelés plus haut et moins déformés que ceux-ci, mais antérieure aux dislocations majeures. De fait le sommet des petites *cuestas* aquitanienne et burdigalienne observées vers Poligny et Crempigny est légèrement aplani et la surface topographique, peu inclinée vers le Nord, y recoupe les bancs de calcaire et grès dont le pendage vers le Nord est peu accentué. D'autre part le versant septentrional de la Montagne des Princes se trouve interrompu vers 680/700 m. au lieudit « La Voie droite » par un replat en pente transversale assez forte, qui mord sur l'Urgonien. Si l'on joint ce replat incliné aux aplanissements du sommet des *cuesta* aquitanienne et burdigalienne qui entourent la montagne, on reconstitue une surface inclinée vers le Nord de façon déjà sensible, mais moins cependant que la base des versants de la montagne elle-même. Il est possible qu'il s'agisse de la surface pré-pontienne ayant mordu sur les pentes inférieures de la chaîne ; s'il en était bien ainsi cela signifierait que, sans atteindre l'altitude qu'elle présente actuellement, la chaîne du Gros Foug avait été légèrement soulevée dès avant le Pontien et réduite par l'érosion à l'état de plateau. Mais les faits sont douteux car d'une part le replat de « La Voie droite » est bien exigu pour avoir une signification morphologique certaine et d'autre part il n'y a pas ici aux environs de cailloutis pontiens analogues à ceux du val de Novalaise et susceptibles d'avoir fossilisé une pareille surface pré-pontienne pour que l'on puisse prouver de manière sûre l'existence de cette surface.

Les bordures de la chaîne du Gros Foug offrent ainsi des aplanissements dont l'élaboration remonte à des périodes très reculées dans les temps géologiques mais qui sont peu étendus et ne contribuent qu'assez peu aux aspects du paysage actuel, même à l'extrémité septentrionale de la Montagne des Princes où ils sont les plus nets et les plus développés. Transportons-nous maintenant sur les sommets et les pentes supérieures des versants : nous allons y rencontrer des formes d'érosion d'un tout autre genre : peu étendues, quoique cependant plus amples et occupant une place plus importante dans le relief actuel, très peu déformées, elles ont été visiblement façonnées à une époque beaucoup plus récente.

Si la majeure partie du Gros Foug et de la Montagne des Princes est en effet une lourde voûte qui épouse à peu près l'allure des couches de l'anticlinal — abstraction faite, bien entendu, des escarpements occidentaux — il est un secteur, au Sud, où ce mont a été entamé par l'érosion qui y a creusé des entailles et surfaces étagées qui, comme nous le verrons, prêtent à discussion : c'est le Mont Clergeon. Un simple coup d'œil jeté sur la carte montre déjà que des conditions topographiques nouvelles apparaissent ici : en effet, alors que le Gros Foug n'est que rochers, bois et broussailles, une grande clairière s'ouvre sur le Clergeon, occupée par des prairies, et des habitations, au moins temporaires, apparaissent tout près du sommet à 980 m. d'altitude, et dans le hameau de Rojux. C'est l'indice de l'apparition de terrains nouveaux qui, du fait de l'érosion, se sont substitués à l'Urgonien crevassé et stérile et aussi de l'amé-

nagement de formes de relief plus aplanies et plus favorables à l'installation humaine. Une promenade au Mont Clergeon confirme ces impressions et permet de les préciser (9).

Quand on emprunte la petite route qui, de Ruffieux conduit au sommet du Clergeon la montée, d'abord modérée sur les basses collines molassiques et glaciaires qui ourlent la montagne, devient fort rude après Montagnet sur le versant rocheux et la route se tord en nombreux lacets aigus qui surplombent le ravin du ruisseau de Vinan. Il faut toutefois signaler vers 550 m. l'existence d'un petit replat qui certes recoupe les couches très redressées mais est fort exigü : on le rencontre au deuxième lacet de la route vers le Sud à partir de Montagnet. Il n'interrompt qu'à peine le versant escarpé et la montée reprend bien vite aussi raide, sinon plus, qu'auparavant. Puis l'on est tout étonné de déboucher brusquement, vers l'altitude de 800 m., sur un replat herbeux dont la pente transversale est faible et qui s'étend du Sud au Nord sur une longueur de 600 à 800 mètres. Ce replat est prolongé vers le Nord, au delà du ruisseau de Lachat, par une petite combe monoclinale un peu plus élevée (850/860 m.) qui, comme le replat, recoupe les strates du Valangien redressé vers l'Est, et est dominée à l'Ouest par un petit crêt sculpté au Nord dans l'Urgonien et au Sud dans un niveau assez dur de l'Hauterivien ; un placage de glaciaire ancien, rissien ou mindélien, en tapisse la partie occidentale, ce qui donne de la mollesse aux pentes et de la fraîcheur au paysage composé de belles prairies : aussi l'élevage y est-il largement pratiqué l'été et un petit hameau temporaire, Rojux, s'y est installé.

Mais la montée n'est pas terminée. Bientôt en effet la route reprend son ascension, et par deux larges lacets gravit un talus en partie boisé, haut de 150 m. environ. De nouveau la montée cesse brusquement : nous voici arrivés sur un plateau ondulé dont l'altitude oscille entre 960 et 1.020 m. Ce plateau haut perché au-dessus du versant oriental qui dévale, couvert de bois, vers l'avant-pays savoyard, et légèrement suspendu au-dessus du replat occidental et de la combe de Rojux, rabote la voûte anticlinale du Gros Foug, que l'on aperçoit, à peu près intacte, au Nord : les couches de l'Hauterivien quoiqu'en faible pendage, de 3 à 4° vers l'Ouest (nous sommes à peu près dans l'axe de l'anticlinal) y sont en effet tranchées par la surface topographique ; il y a donc bien morsure d'érosion. Les formes structurales sont toutes locales et minuscules, tels de petits crêts qui correspondent à des niveaux plus durs de l'Hauterivien et font face à l'Ouest. Mais le trait essentiel du paysage est l'existence de nombreuses formes karstiques : ici plus d'eaux courantes comme sur le replat situé au Sud de Rojux, à 150 m. en contre-bas, mais une topographie anarchique de vallées sèches et surtout de dolines ovales ou circulaires de grandes dimensions (jusqu'à 100 m. de diamètre et 10 à 15 m. de profondeur : certaines dépressions fermées méritent la qualification d'ouvalas. C'est donc un plateau karstifié, mais nettement creusé dans la voûte, qui s'est substitué au mont presque original qui caractérise la majeure partie du Gros Foug.

(9) Cf. 1/20.000° : Rumilly n° 2.

L'interprétation de ces formes du relief est délicate et l'on peut hésiter, semble-t-il, entre deux hypothèses au moins. Un fait est certain : c'est, comme nous l'avons vu, le caractère récent du plissement ; car on ne peut imaginer que la voûte anticlinale ait été aussi bien conservée sur la majeure partie de la chaîne s'il s'agissait d'un pli aussi anciennement formé que les chaînes bugistes, le Grand Colombier tout proche par exemple. Il ne peut donc être question de retrouver sur les sommets de vieilles surfaces d'érosion pré-pontiennes comme il est parfois possible d'en repérer ailleurs, car, si de telles surfaces ont existé, comme nous l'avons constaté sur les bordures, elles ne sauraient jouer un rôle quelconque dans le relief actuel, dans l'axe même d'un pli qui a mis récemment en œuvre des terrains intégrés autrefois dans des blocs légèrement soulevés et seulement un peu basculés. La difficulté est de savoir quand le plissement véritable a commencé.

On peut concevoir que la voûte a été rabotée à la suite d'un plissement de faible ampleur qui se serait produit à l'extrême fin du Pontien et aurait amené la chaîne à peu près dans le plan de l'érosion pliocène inférieure dont on retrouve de nombreuses traces dans le Bugey aux environs de 800 m. d'altitude : c'est alors qu'aurait été façonné le plateau du sommet. Quant au replat de 800 m. repéré au Sud-Ouest du Rojux, il n'aurait été sculpté qu'à la suite des mouvements de surrection peu importants, qui ont marqué la fin du Pliocène dans tout le Jura méridional. En même temps que l'érosion subaérienne du Pliocène supérieur modelait ainsi cette banquette suspendue au-dessus du val du Rhône, le plateau du sommet du Clergeon, soulevé de 150 m. environ, aurait été isolé des attaques menées par les eaux courantes et aurait désormais évolué en fonction d'écoulements souterrains : ainsi s'expliquerait sa karstification avancée qui ne saurait être le fait de la seule époque actuelle. La combe monoclinale de Rojux, creusée dans un niveau plus tendre du Valanginien ou plutôt de l'Hauterivien (la carte géologique semble ici un peu inexacte) serait une forme appalachienne creusée à la même époque fini-pliocène à partir des aplanissements du Pliocène inférieur et en liaison avec le replat situé au Sud-Ouest ; sa localisation à l'intérieur de la voûte peut expliquer son altitude un peu élevée. Il faudrait enfin admettre qu'un dernier soulèvement très récent, datant de l'extrême fin du Pliocène ou même du début du Quaternaire, ait donné à la chaîne son altitude actuelle : nous avons vu cependant que cette ultime surrection ne saurait être postérieure à l'époque würmienne puisque, si l'on trouve du glaciaire rissien sur le Gros Foug, et en particulier dans la combe de Rojux, on ne voit nulle part trace de würmien, preuve qu'à cette époque le sommet de la chaîne dépassait le niveau des langues glaciaires würmiennes en provenance des Alpes, soit environ 800 m.

Cette hypothèse a le mérite de rendre compte de la faible dénivellation (150 m.) qui existe entre le plateau du sommet du Clergeon et le replat situé au Sud-Ouest de Rojux : on retrouverait en effet ici à peu près la dénivellation qui sépare les formes du Pliocène inférieur de celles du Pliocène supérieur dans tout le Jura méridional. En revanche, elle ne peut expliquer la présence du replat exigu

que l'on rencontre vers 550 m. au-dessus de Montagnet et qui se relie peut-être à celui que l'on observe au Nord du ruisseau de Lachat, au lieu-dit « Le Bois de Ruffieux ». Si l'on veut pouvoir situer le façonnement de ce replat dans l'évolution morphologique et aussi tenir compte de la proximité d'une vallée maîtresse qui a fait son apparition dès le début du Pliocène, on peut faire appel à une autre explication.

On ne peut en effet manquer de rapprocher le replat et la combe de Rojux, dont l'altitude avoisine 800 m., des banquettes intermittentes qui interrompent ici et là, vers la même altitude, le versant oriental du Grand Colombier au-dessus du val du Rhône, sous le hameau de Moiret par exemple, ou encore au-dessus de Charbonnière; notons toutefois que ces replats sont moins nets qu'en bien amenées dans le plan d'érosion du Pliocène inférieur: ainsi auraient-ils donné naissance à des replats structuraux qui interfèrent avec eux. Ils pourraient néanmoins représenter des traces du niveau pliocène inférieur aussi bien à l'Est qu'à l'Ouest du val. Dans cette hypothèse, le premier plissement de la fin du pontien aurait été un peu plus important et ce ne serait plus le sommet lui-même de la chaîne mais les pentes supérieures des versants qui auraient été amenées dans le plan d'érosion du Pliocène inférieur ainsi auraient été modelés par l'érosion subaérienne le replat et la combe monoclinale de Rojux. Quant au plateau du sommet, il aurait été façonné à la même époque, mais par une érosion du type karstique, du fait de son caractère perché et de son isolement, et non plus par les eaux courantes. L'ancienneté de cette érosion karstique remontant au début du Pliocène expliquerait bien l'ampleur des formes karstiques que l'on observe sur ce plateau du sommet; nous avons déjà rencontré dans le Bugey des exemples de formes de relief étagées, quoique contemporaines, les unes étant modelées en fonction d'écoulements, souterrains, les autres étant creusées par l'érosion subaérienne de type normal. Les replats situés vers 550-600 m. au-dessus de Montagnet et dans le « Bois de Ruffieux » représenteraient des formes du Pliocène supérieur, témoins d'une ancienne vallée du Rhône plus élevée. Une nouvelle surrection aurait enfin déterminé une reprise d'érosion dans le val et aurait soulevé l'ensemble de la chaîne du Gros Foug, et avec elle ces replats, à la fin du Pliocène ou même au Quaternaire. C'est même sans doute la multiplicité et le caractère récent de ces mouvements du sol dans cette chaîne qui peuvent expliquer l'exiguité de ces formes fini-pliocènes à peine ébauchées.

On voit ainsi qu'il n'est pas facile de retenir une explication certaine des formes du relief de cette région du Mont Clergeon. Quoi qu'il en soit, ce qu'il faut retenir de l'analyse morphologique de ce secteur, c'est la jeunesse du plissement de la chaîne et aussi son exaltation peu marquée qui a eu pour conséquence d'amener la voûte du mont à peu près dans le plan d'érosion pliocène, ce qui explique l'aspect subtabulaire et à peu près horizontal du sommet du Clergeon. Le contraste est en tous points frappant avec l'altitude élevée, les sommets déchiquetés et l'articulation extrême de la haute chaîne si proche du Grand Colombier.

Il nous faut maintenant examiner le problème que pose la cluse du Fier.

Rappelons d'abord brièvement les aspects de cette coupure. Il s'agit d'une gorge étroite, longue de 2 km. 5 environ, profonde de 600 à 700 m., qui scie la montagne à moins de 3 km. de sa terminaison septentrionale et, qui plus est, alors que la ligne de crête s'abaisse déjà sensiblement vers le Nord. Très étroite aux deux extrémités, et surtout à la sortie Ouest dans les couches redressées presque à la verticale que la route ne franchit qu'au prix de deux tunnels, la cluse s'élargit un peu dans sa partie médiane, où deux demi-combes sont esquissées; mais ce ne sont vraiment que deux ébauches et la vallée reste fort étroite. Ajoutons que les versants de cette cluse ne s'élèvent pas d'un seul trait jusqu'aux sommets de la Montagne des Princes et du Gros Foug septentrional; ils sont interrompus par des replats qui se tiennent aux environs de 750/800 m. et sont particulièrement visibles depuis la Croix du Colombier. Sur la rive droite du Fier le replat est suivi un moment par le sentier qui relie Chavalle à la Combe de Vens (10); celui qui lui correspond sur la rive gauche apparaît vers « Lopcheux » et au N.-E. du « Plat du Cerisier ». Sans doute, au centre de la montagne, de tels replats peuvent coïncider avec des bancs de Calcaire dur qui sont ici subhorizontaux. Mais aux deux extrémités, ils recoupent les couches redressées, presque verticales même à l'Ouest. En outre, il faut leur rattacher, semble-t-il, les combes monoclinales légèrement affouillées dans l'Hauterivien marneux sur le pourtour de la Montagne des Princes, à l'Ouest la combe de Vens, à l'Est, la combe esquissée vers Chenat et Bombet, au-dessus et à l'Ouest de Bellefontaine, qui paraissent avoir été creusées en liaison avec ces replats. Il s'agit donc apparemment d'un système de formes d'érosion témoignant d'un ancien stade de creusement de la cluse.

Comment peut-on expliquer la formation de ce paysage? En ce qui concerne les replats signalés plus haut l'explication semble relativement facile: ils paraissent rentrer dans la catégorie des formes du Pliocène inférieur dont nous avons rencontré d'autres exemples sur le Mont Clergeon, en particulier dans le replat situé au Sud-Ouest du hameau de Rojux. Comme ce petit aplanissement, et au contraire du plateau rabotant le sommet de la voûte, les replats de la cluse du Fier sont des formes d'érosion subaérienne; ils représentent probablement les restes d'un ancien fond de vallée du Fier; bien qu'en raison de l'étroitesse de la Montagne, il ne soit pas possible de déterminer avec sûreté si ces replats présentent une pente longitudinale et quel était le sens d'écoulement de l'ancien Fier, il est fort probable que ce dernier se dirigeait déjà vers l'Ouest, vers le Rhône. L'altitude de ces replats est analogue à celle des formes élaborées à la même époque dans le reste du Bugey. Mais il faut noter qu'en raison du caractère récent du plissement, ces replats sont modelés très peu en contre-bas des sommets, alors que dans les autres chaînes du Bugey, ils sont dominés par des versants qui

(10) Cf. 1/20.000° : Seyssel n°6.

dépassent le plus souvent 300 à 400 m.: le Gros Foug était à peine soulevé quand le Fier s'est installé et les sommets ne dépassaient guère le plan d'érosion du Pliocène inférieur.

Le tracé même du Fier pose un problème beaucoup plus ardu à résoudre et son interprétation est délicate. Aucun ensellement des couches n'a favorisé la localisation du torrent; au contraire les terrains s'abaissent régulièrement vers le Nord, amorçant la terminaison périclinale de la Montagne des Princes, et ce pendage ne pouvait, semble-t-il, qu'inciter le Fier à glisser vers le Nord. Il ne paraît pas y avoir de décrochement horizontal créant une zone de moindre résistance dont aurait pu profiter le torrent pour commencer son travail de creusement. Aussi, cette gorge étroite, creusée au prix de grandes difficultés dans des terrains redressés et en majorité résistants, paraît-elle tout à fait aberrante à proximité de la terminaison de la chaîne, alors qu'à moins de 3 km. de là, le plateau molassique de Semine offrait un passage facile. Il est hors de doute que, lorsqu'il s'est installé, le Fier n'a pas rencontré des conditions analogues à celles qui sont aujourd'hui réalisées. Mais si l'accord peut se faire sur ce point, ici commencent les hypothèses qui ont eu chacune leurs défenseurs. Le Fier a-t-il été surimposé sur la masse de matériaux tertiaires qui auraient recouvert la chaîne peu élevée du Gros Foug au moment de l'installation du réseau hydrographique et s'est-il encaissé par la suite dans la voûte urgonienne déjà formée? ou bien le plissement, ou au moins la phase principale du plissement, s'est-il produit postérieurement à l'établissement du cours du torrent, ce dernier s'enfonçant alors sur place? En bref, s'agit-il de surimposition ou d'antécédence, tel est le problème qui se pose.

Pour Lugeon [41, 44], il s'agit nettement d'un cas d'antécédence. Le Fier avait déjà sans doute atteint l'Urgonien quand le pli s'est dressé. On voit en effet que la rivière des Ussets a pu contourner la Montagne des Princes en décrivant un arc de cercle vers le Nord parce qu'elle n'a pas encore dépassé le niveau de la molasse, aquitanienne ou stampienne, et que, sur ces terrains plus tendres, elle a pu glisser vers le Nord en obéissant à la structure périclinale; on peut penser que, lorsqu'elle aura atteint l'Urgonien, la rivière des Ussets cessera de glisser vers le Nord et s'encaissera en profondeur. De même pour M. Lugeon, si le Fier s'est enfoncé sur place, c'est que l'Urgonien était déjà atteint par les eaux.

E. de Margerie s'est attaché à réfuter la théorie du géologue Suisse [44]. Pour lui en effet, un pareil processus suppose deux conditions que ne révèle nullement l'observation des faits: l'indifférence, en plan, du Fier par rapport à l'allure anticlinale; l'encaissement, en coupe, avant l'apparition du pli, dans ces terrains que, pour lui, seule la surrection de l'anticlinal a amenés au voisinage de la surface. Selon de Margerie le tracé du Fier n'est pas quelconque: après l'alignement du fond du synclinal miocène de Rumilly réalisé par le Fier et ses affluents, Morges et Chéran, on voit le Fier opérer, à Saint-André-Val-du-Fier, un coude brusque qui révèle « une adaptation étroite aux résistances, c'est-à-dire une économie dans l'effort d'érosion qui suppose une pré-existence de la voûte ». En outre, de Margerie ne peut admettre que le Fier, né sur les bancs

quasi-horizontaux de la molasse, ait atteint l'Urgonien sans relèvement préalable des couches. Il ne voit par ailleurs aucune raison d'attribuer un âge différent à l'anticlinal du Gros Foug et au synclinal du Rhône qui sont tous deux, dit-il, postérieurs aux derniers dépôts miocènes. D'autre part — et c'est pour lui un point capital — toute la région a été submergée par l'ancien glacier du Rhône qui a noyé dépressions et saillies préexistantes sous les moraines qu'il entraînait; il s'en est suivi que, pour reprendre ses propres termes, « des situations temporaires n'ayant laissé aucune trace ont pu détourner des voies d'écoulement suivant des tracés qui ont prévalu depuis ». Aussi serait-il impossible, selon de Margerie, de reconstituer une pareille évolution morphologique.

Mais les arguments avancés ne nous paraissent pas tous convaincants: On peut d'abord contester la réalité d'un coude brusque du Fier à Saint-André: le torrent change certes de direction, mais ce changement n'est pas brutal et l'orientation nouvelle se dessine dès Sion et même Vallières. Surtout on ne voit pas en quoi consiste l'adaptation étroite du Fier aux résistances car, comme nous l'avons vu, aucun ensellement des couches, aucun décrochement important n'est visible sur l'emplacement actuel de la cluse du Fier; dans ces conditions, on se demande ce qui aurait pu solliciter le Fier à traverser le pli à cet endroit. D'ailleurs un pareil argument ne semble pas fait pour étayer l'hypothèse d'une surimposition. En outre, contrairement à ce que pensait de Margerie, il paraît établi que le pli du Gros Foug est une boursoufflure récemment émergée de la molasse qui l'environne et que son âge est différent de celui des autres chaînes bugistes et même des chaînes pré-alpines, si l'on excepte peut-être le Semnoz: nous avons vu plus haut quels arguments l'on pouvait mettre en avant en faveur de cette hypothèse.

Dès lors, les critiques adressées à Lugeon et à la théorie de l'antécédence qu'il a défendue semblent moins fondées. On peut se demander si la préexistence du Fier au plissement n'est pas susceptible d'expliquer le tracé aujourd'hui insolite de la cluse du Fier, sans que l'on fasse appel à une surimposition sur la molasse, dont d'ailleurs de Margerie ne parle pas expressément. L'objection suivant laquelle le torrent n'aurait pu atteindre l'Urgonien sans relèvement préalable des couches s'évanouit d'elle-même si l'on admet, comme nous avons essayé de le démontrer plus haut, qu'il y eut au début du Pliocène un soulèvement de faible ampleur qui a pu amener le Fier au contact de l'Urgonien et qui a précédé le plissement principal à la suite duquel le torrent se serait enfoncé sur place: ce premier soulèvement aurait été assez peu marqué pour que l'on puisse encore parler d'antécédence.

Plus grave, il est vrai, est l'objection de la submersion de la région par les glaces et il est exact, suivant le mot de M. de Margerie, que « le Fier actuel est peu de chose à côté des anciens torrents glaciaires ». Il est certain que les moraines ont oblitéré les situations antérieures et troublé l'organisation du réseau hydrographique. Mais alors si l'on se résigne à abandonner toute recherche de l'évolution hydrographique anté-glaciaire dans une zone de plissement peu accentué — ce qui constitue une attitude qui peut se défendre —,

on ne peut prétendre choisir entre l'antécédence et la surimposition, car il est alors tout aussi impossible de prouver l'existence du second processus que de rejeter le premier. Mais ne peut-on concevoir qu'après le retrait des glaces les écoulements aient pu retrouver certaines voies déjà bien tracées, qu'en l'occurrence le Fier ait de nouveau emprunté la gorge qu'il s'était creusée au Pliocène, d'autant plus que les moraines, plus abondantes vers l'amont, ont pu lui barrer plus longtemps la route du Nord par Crempigny et Droisy? Il est des exemples de pareil retour à des conditions antérieures. Dans ce cas peut-être est-il possible de concilier les deux théories. L'exaltation mineure du pli d'une part autorise à penser que la molasse a pu recouvrir, au moins sur une faible épaisseur, l'emplacement actuel du Gros Foug et que par suite, il a pu y avoir en partie surimposition. Mais d'autre part, le caractère récent du plissement oblige à envisager aussi l'hypothèse de l'antécédence, qui peut d'ailleurs s'accorder avec celle de la surimposition: né sur la molasse et ayant atteint l'Urgonien par suite d'un premier mouvement, peu important, de surrection, le Fier se serait maintenu sur place après la phase majeure de plissement (au Pliocène supérieur?) qui aurait à peu près conféré au Gros Foug son altitude et son aspect actuels.

CHAPITRE VII

LES APLANISSEMENTS DU HAUT-BUGEY OCCIDENTAL

Nous avons, jusqu'ici, décrit les traces d'une ancienne morphologie que l'on rencontre dans le Bas-Bugey et ses marges savoyardes, qui sont assez bien identifiées grâce à la présence de dépôts tertiaires caractéristiques. Il nous faut maintenant aborder l'étude des sommets du Haut-Bugey où la rareté des dépôts rend plus incertaine l'interprétation des formes du relief. Nous commencerons par le Haut-Bugey occidental et plus particulièrement par le massif du Molard de Don où le bâti structural et surtout la présence de quelques lambeaux tertiaires rappellent encore, dans une certaine mesure, les conditions offertes par le Bas-Bugey et où l'identification des aplanissements est encore relativement aisée.

I. LE MOLARD DE DON (1)

A l'Ouest de Saint-Germain-les-Paroisses, avec le grand versant escarpé du Molard-de-Don, commence une région bien plus haute et accidentée, aux paysages plus heurtés et au climat plus rude, où les maigres taillis et les friches ne laissent aux cultures que quelques lieux privilégiés, fonds de vallées bien exposés. Pourtant un élément du paysage demeure commun avec le Bas-Bugey proprement dit : la dissymétrie des formes du relief. Si les pentes sont en effet raides du Bassin de Belley au signal du Molard, c'est par des sommets étagés que le massif s'abaisse à l'Ouest vers le Rhône. Pour ce motif et pour des raisons de tectonique qui ont déjà été exposées, il a paru légitime de faire suivre immédiatement l'étude des formes d'aplanissement ancien du Bas-Bugey par l'examen de ceux que l'on observe dans le massif du Molard-de-Don. A ce massif, nous rattacherons au Sud le Taintinet qui, quoique de structure plus simple, rappelle le Molard par les coups de rabot qu'il a subis et les encoches qui le

(1) 1/20.000° : Chambéry N.O. et Nantua S.O. — 1/50.000° : Belley et la Tour du Pin.

creusent. En revanche, nous laisserons de côté la Montagne de Saint-Benoît où le plissement est mieux venu et où l'anticlinal a été à peu près respecté par l'érosion.

La limite Nord du Molard-de-Don est assez imprécise. Au Sud-Est d'Ambérieu en effet, vers Souclin et Conand, s'étend une région où, comme dans le Molard, les terrains sont hachés de dislocations et le relief très disséqué par des vallées profondes qui séparent d'étroits plateaux broussailleux. Toutefois, les complications tectoniques sont ici plus grandes : ce sont des plis-failles avec chevauchements et écaillés plus que de simples fractures qui apparaissent au Sud comme au Nord du débouché occidental de la cluse des Hôpitaux ; le trias gicle en un pli diapir à Vaux-Fevroux et au Nord de Souclin. Le relief, lui aussi, présente quelques différences notables avec celui du Molard-de-Don ; il est moins articulé du fait de l'absence de petites cluses Est/Ouest qui, plus au Sud, font communiquer entre elles les dépressions longitudinales et donnent aux rivières un aspect « scalariforme » que notait déjà J.-B. Martin [113] ; surtout l'abaissement des sommets vers l'Ouest et la dissymétrie des formes du relief ne sont pas aussi sensibles : au-dessus de Souclin, tout près du Rhône, nous sommes encore à plus de 800 m. d'altitude. Il semble donc légitime de mettre à part cette région plus massive et moins basculée et de choisir comme limite Nord approximative du Molard-de-Don une ligne joignant Ordonnaz à Villebois.

Au Sud de cette ligne, dans la structure comme dans les aspects du relief, c'est la dissymétrie qui l'emporte sur tous les autres caractères. Le Molard-de-Don est un bloc basculé qui se dresse brutalement au-dessus du bassin de Belley et s'incline au contraire doucement vers le Rhône : ce trait rappelle la dissymétrie structurale qui caractérise tout le Bas-Bugey et l'Ile Crémieu, avec cette différence toutefois que le mouvement de bascule est en sens inverse. Il y a d'autres éléments de dissemblance ; d'abord la nature des terrains qui le composent, la pauvreté des affleurements crétacés et l'abondance moins grande de la molasse, — ce qui, après tout, n'est que normal dans une région soulevée. Alors que le crétacé constitue tous les plateaux septentrionaux du bassin de Belley et une bonne partie de la bordure occidentale, on ne voit guère affleurer le Valanginien que dans une étroite bande à l'Ouest d'Innimont, où il est conservé à la faveur d'une faille. Quant à la molasse, elle n'apparaît que dans la dépression occidentale de Lhuis où les sables vindoboniens affleurent au N.-W de Groslée et se continuent vers le Nord, sous les placages glaciaires ; outre cet affleurement de Vindobonien, il faut signaler comme dépôts tertiaires une pastille de grès burdigalien sur les collines situées entre Lhuis et Rix, tout près du Rhône, et quelques débris argilo-ferrugineux de type sidérolithique analogues à ceux observés sur le plateau de Crémieu, sur le versant Nord d'une vallée affluente de la Brivaz entre Millieu et Crept. Peu de choses en somme, du moins si l'on considère l'étendue des affleurements, car, ici, comme ailleurs, ces dépôts tertiaires seront précieux pour la reconstitution de l'évolution morphologique. La série jurassique au contraire est assez bien représentée depuis le Bathonien, et même un peu de Bajocien, au-dessus de Serrières-de-Briord, jus-

qu'au Kimmeridgien: notons au passage que les niveaux durs l'emportent de beaucoup sur les faciès tendres, ceux-ci n'étant guère représentés que par l'Oxfordien, le Callovien et, au moins en partie, le Kimmeridgien; cela ne sera pas sans influence sur la conservation des formes lourdes des sommets.

Le Molard-de-Don diffère ensuite du Bas-Bugey par sa structure, qui est complexe et originale. Sans vouloir ici l'exposer en détail (cf. 1^{re} partie, Chap. II), rappelons-en les traits essentiels (fig. 2). Il s'agit, nous l'avons vu, d'un bloc dissymétrique basculé vers l'Ouest. Mais la réalité est plus complexe, car la structure y est à la fois très disloquée et assez fortement plissée. Les terrains sont d'abord fracturés par de nombreuses failles, orientées N.-W./S.-E., qui ont morcelé le long flanc occidental du Molard en une série de blocs disposés en gradins s'abaissant dans l'ensemble vers l'Ouest; certains cependant sont un peu soulevés, constituant ainsi des esquisses de horsts, telle la bande de Séquanien qui affleure au Sud d'Innimont; mais dans l'ensemble les failles sont à regard occidental et les gradins forment un escalier qui descend assez régulièrement vers l'Ouest (fig. 14 et 20). Aucune de ces failles, dont la plus importante met en contact le Valanginien et le Séquanien, n'a certes un rejet comparable à celui de la grande faille de Chazey-Bons dans la « Chaîne » de Marignieu. Mais leur répétition (les couches sont littéralement hachées), ne se retrouve nulle part ailleurs. L'intensité des jeux de blocs indique l'influence évidente du socle, qui est peu profond sous la couverture sédimentaire: ici comme à Crémieu, la part de la structure hercynienne est grande et M. Cholley a montré [90, 91] que le soubassement primaire, par les dislocations qui l'affectent, en est l'élément prépondérant.

Mais les terrains sont aussi plissés. Sans doute les plis ne sont-ils bien venus que sur la bordure orientale, où l'on peut suivre l'anticlinal assez régulier du sommet du Molard éventré par une combe oxfordienne, et au Sud-Est avec la voûte Kimmeridgienne de la Montagne de Saint-Benoît. Sans doute en certains points, comme à l'Est de Marchamp ou Lompnaz, la structure des compartiments séparés par les failles peut paraître avant tout une structure monoclinale avec pendage des couches vers l'Est. Néanmoins au centre, vers Millieu, et sur la bordure occidentale surtout, les terrains sont souvent plissés et non plus seulement ondulés comme dans le Nord du bassin de Belley. On peut dans l'ensemble distinguer trois ondulations anticlinales, interrompues ici et là par des failles: l'une vers le sommet, la plus régulière; l'autre prolongeant le Taintinet au N./N.-W. vers Vercraz et Chosaz, cassée en son milieu par une faille; la troisième, elle aussi disloquée, en bordure du Rhône, que l'on peut suivre depuis Rix jusqu'à Montagnieu et Serrières-de-Briord (fig. 14). Ce sont en somme des plis qui ont parfois « raté » du fait de la proximité du socle; mais ce sont cependant des plissements qui se juxtaposent à la structure faillée. Aussi peut-on dire avec M. Cholley que le Molard-de-Don est « un élément intermédiaire entre une région de structure hercynienne, l'Ile Crémieu, et le reste du Jura méridional ».

Comme dans le Bas-Bugey, plus encore même car la variété des aspects structuraux est plus grande, on trouve dans de nombreuses

formes du relief le reflet, plus ou moins fidèle, du dispositif des terrains. Mais ce qu'il convient surtout de remarquer, c'est la grande différence qui existe entre le relief de détail, si varié et si affouillé, et la morphologie d'ensemble, très usée. Parmi les formes de détail, certaines sont de pures formes structurales: surfaces structurales inclinées, comme le très beau versant oriental du val d'Innimont (fig. 14, ph. 14), qui remonte fortement vers l'Est en suivant fidèlement le relèvement des dalles du Séquanien dur, dégagé depuis peu du Kimmeridgien plus tendre qui encombre encore le fond du val: voûtes en roche dure qui épousent à peu près la forme de l'anticlinal, telle la voûte bathonienne restée intacte au Sud du lac de Crotel; replats sur terrain dur enfin, comme les replats constitués de Bajocien qui dominent le débouché occidental de la cluse de La Pernaz au-dessus de Serrières-de-Briord. D'autres formes de détail sont dérivées de la structure et n'en sont pas encore très éloignées: tels sont les crêts de Rauracien qui encadrent la combe oxfordienne du sommet du Molard (fig. 20), les barres constituées de Valanginien dur que l'on traverse en montant de Marchamp à Innimont, les ruz et les cluses si nombreux dans tout le Massif et qui sont souvent installés là où un ensellement des couches facilitait le travail de l'érosion, les escarpements de faille inversés non moins fréquents, comme le talus oriental du Bois de Luide et de la hauteur qui lui fait suite au Sud, au delà de la cluse de la Brivaz (ph. 12).

Mais à côté de ces formes structurales ou dérivées, il en est d'autres dans lesquelles il faut voir l'action de morsures d'érosion esquissées par des cycles inachevés, des épicycles sans doute pliocènes, en fonction de niveaux de base plus élevés que le niveau actuel. Ainsi se présentent les vallées étagées prolongées en aval par des replats au-dessus des thalwegs actuels, que l'on rencontre vers 600 mètres vers Marchamp et Lompnaz, et vers 400 m. aux alentours de Lhuis et Milieu. Tels sont encore les cluses et ruz suspendus au-dessus des vallées actuelles et en rapport évident avec d'anciens cycles d'érosion, comme ceux que l'on observe sur le versant oriental de la Maubretaine, entre Innimont et Ordonnaz (ph. 14), ou sur la barre rocheuse qui sépare Lompnaz de Seillonnaz. Dans cette même catégorie de formes rentrent enfin les encoches, qui témoignent de morsures seulement plus localisées, et dont le plus bel exemple est fourni par l'encoche du lac de Crotel. Toutes ces formes seront étudiées en détail ultérieurement (cf. 3^e partie, Chap. IV). Enfin même parmi les éléments du relief de détail il est des aspects encore plus compliqués, qui ne sauraient s'expliquer par le seul dispositif des terrains ni par l'action d'une seule phase d'érosion. Il en est ainsi des monadnocks posés sur les anticlinaux au N.-W. du Molard-de-Don proprement dit (Crêt de Pont par exemple), ou encore de la grande boutonnière de Marchamp et Lompnaz (fig. 14), qui éventre le versant occidental du Molard: la formation de cette boutonnière en particulier suppose une évolution complexe, un rabotement de l'anticlinal tranchant le Kimmeridgien plus tendre et ensuite un affouillement de ces couches tendres mises à jour au cours d'une reprise ultérieure de l'érosion. On soupçonne par là l'existence de phases antérieures d'érosion, d'aplanissements anciens, et l'on est ainsi

amené à considérer les aspects d'ensemble de la morphologie du Molard-de-Don.

En effet, si les formes de détail sont plus ou moins adaptées à la structure disloquée du massif, le relief d'ensemble ne l'est pas. Vus de loin, les sommets apparaissent partout usés et lourds et ne présagent en rien des formes si variées et si fouillées que l'on est tout surpris de rencontrer quand on excursionne dans le massif lui-même. De plus les altitudes s'abaissent régulièrement de l'Est vers l'Ouest, alors qu'un rapide examen des terrains a tôt fait de déceler une structure le plus souvent monoclinale, avec pendage des couches au contraire vers l'Est. Enfin, presque toutes les failles du grand versant occidental sont nivelées, en dépit de leur rejet souvent assez important. Il faut donc bien admettre qu'avant le recouvrement plio-quatenaire, fluvatile ou karstique, une ancienne surface d'aplanissement s'est élaborée, qui a effacé pour une grande part les accidents tectoniques et a recoupé en biseau les terrains disloqués, inclinés et parfois plissés de la couverture jurassique et crétacée. C'est cette surface, déformée et basculée vers l'Ouest par les bouleversements du Pontien, qui a servi de point de départ à toute l'évolution morphologique ultérieure, ce qui donne au massif une allure lourde et usée contrastant avec les formes de détail étagées sculptées en contre-bas.

Il est relativement aisé de reconstituer cette surface d'aplanissement s'abaissant plus ou moins régulièrement de l'Est du massif, où elle se tient aux environs de 1.100 — 1.000 m., jusque vers l'Ouest où, près du Rhône, elle n'atteint plus que 600 m. d'altitude et peut-être moins. Ses restes apparaissent en de nombreux endroits et une traversée du massif du Molard depuis le Signal culminant à 1.219 m., jusqu'à Briord, sur le Rhône, est à ce sujet pleine d'enseignements. Si le crêt oriental de la combe oxfordienne du Molard, celui qui renferme le point culminant de tout le massif, est trop étroit et escarpé pour que l'on puisse y voir avec certitude des traces d'aplanissement, il n'en est pas de même du crêt occidental: sur celui-ci en effet, surtout dans la partie située franchement au Nord d'Innimont, on voit les strates de Rauracien, très redressées vers l'Est, recoupées en de nombreux endroits, vers 1.150-1.160 m. d'altitude, par des aplanissements très nets et d'étendue non négligeable (fig. 14 et 20). Ces aplanissements sont inclinés vers l'Ouest et représentent sans nul doute des lambeaux d'une ancienne surface, dont ils reflètent la déformation, et à partir de laquelle la combe oxfordienne du Molard a été affouillée; ce qui conduit à penser que cet aplanissement remontant vers l'Est doit être à peu près tangent au crêt oriental et au Signal.

Plus à l'Ouest, on retrouve cette surface vers 980 m. d'altitude, sur le sommet du versant occidental du val d'Innimont. Ici en effet, plus de surface structurale comme celle que l'on observait si nette, à l'Est du village, sur le Séquanien; ce même Séquanien, le Kimmeridgien et le Rauracien, qui remontent de façon modérée vers l'Ouest (car le synclinal est dissymétrique), sont tranchés par la surface topographique qui s'élargit en un petit plateau, lui aussi incliné vers l'Ouest; la dislocation N.-W./S.-E., qui affecte le Séquanien, est

nivelée et ne se traduit plus dans le relief actuel (fig. 14, ph. 14). Il paraît donc légitime de voir dans ce petit plateau déformé un autre témoin de l'ancienne surface d'érosion que nous avons repérée plus à l'Est vers le sommet du Molard; elle est certe ici déjà notablement abaissée par rapport à ses éléments situés à l'Est: mais cette déformation importante n'est-elle pas normale dans une région où les plissements pontiens ont été le plus accentués?

D'ailleurs, ce lambeau de surface d'érosion se raccorde très nettement à un magnifique aplanissement déformé qui s'inscrit, vers 940-970 m., sur les hauteurs du Bois de la Morgne. C'est peut-être l'exemple le plus caractéristique de tout le massif du Molard-de-Don. On a de cet aplanissement une vue nette et frappante depuis la route qui descend du lac d'Ambléon vers Millieu (ph. 12): on voit, au-dessus et au Sud-Est de Lompnaz, un plateau étendu, assez fortement incliné vers l'Ouest, qui recoupe de manière très visible les couches de Rauracien, Séquanien, Kimmeridgien et Purbeckien en fort pendage vers l'Est. En outre, ce plateau nivèle la faille de rejet important qui met en contact le Valanginien et le Séquanien et prolonge les aplanissements observés au N.-W. d'Innimont. Nul doute par conséquent que nous n'ayons sous les yeux un autre élément de la surface d'érosion très ancienne déjà décelée plus haut. Un peu plus au Sud, là où passe la petite route de Millieu à Innimont, cette surface s'inscrit dans le Kimmeridgien visiblement érodé et c'est à partir d'elle que l'on peut concevoir la formation des barres si curieuses de Valanginien, véritable relief appalachien qui apparaît à l'Ouest et en contre-bas d'Innimont.

Si l'on prolonge par la pensée la surface inclinée du plateau du Bois de la Morgne, on est amené tout naturellement à rencontrer les lambeaux d'aplanissement qui s'inscrivent à l'Ouest de la dépression de Marchamp; l'altitude s'est encore considérablement abaissée, puisque nous sommes ici entre 675 m. et 705 m.: mais l'inclinaison du plateau du Bois de la Morgne autorise là encore à admettre une déformation très accentuée. A vrai dire les faits ne sont pas aussi nets de part et d'autre de la cluse de la Brivaz. Au Nord de cette rivière, la hauteur du Bois de Charmantbuis est étroite, effilée et, sauf peut-être à son extrémité Sud, là où passe la route de Lompnaz Chosaz, il est difficile d'y lire la trace d'une phase d'érosion importante; les influences tectoniques et structurales sont en revanche manifestes, l'abrupt dominant Chosaz étant un escarpement de faille exhumé, tandis que les pentes qui s'abaissent plus doucement vers Lompnaz correspondent presque au pendage des couches vers l'Est. Au contraire, au Sud de la cluse, ce n'est plus une crête qui apparaît, mais un petit plateau qui s'étend vers le Sud jusqu'au seuil empâté de glaciaire livrant passage à la route de Cerin à Millieu: d'ailleurs sur cette surface plane, qui se tient aux alentours de 675 m., un hameau, Vercraz, et son terroir ont pu se loger. Or, ce plateau qui s'incline doucement vers l'Ouest, ne saurait être considéré comme structural (fig. 14 et 20, ph. 12); il nivèle en effet la faille faisant buter le Bathonien supérieur contre l'Oxfordien et les influences tectoniques ne se traduisent plus que par un début de rajeunissement à l'Est sous la forme d'un petit escarpement inversé; de plus,

ce plateau recoupe les divers terrains du Bathonien supérieur, de l'Oxfordien et du Callovien en pendage vers l'Est. On peut donc légitimement y voir un reste de la surface supérieure d'érosion qui a été le point de départ des recreusement plus récents.

Nous avons remarqué que le plateau de Vercraz s'inclinait encore vers l'Ouest, mais beaucoup moins fortement que les traces d'aplanissement observées plus à l'Est. Au fur et à mesure que l'on va vers le Rhône, la vieille surface paraît moins déformée. A l'Ouest du plateau de Vercraz, on la rencontre, à une altitude de peu inférieure, sur la hauteur située au Nord de Millieu (cote 636) où l'anticlinal de Rauracien est très nettement raboté par un petit plateau allongé N.-W./S.E., ou même parfois à une altitude au moins égale, comme sur le plateau oriental du Bois de Luide, au Nord de la Brivaz. Ces lambeaux aplanis se raccordent au plateau de Vercraz sans déformation excessive. Ils se relient aussi au plateau qui, à un peu moins de 600 m. d'altitude, tranche les terrains du Kimmeridgien, du Séquanien et du Rauracien, en pendage vers l'Est, dans le Bois de la Mareraie (570 m.). Remarquons cependant que dans sa partie méridionale très abaissée (463 m.), ce plateau du Bois de la Mareraie paraît avoir été remanié par une phase d'érosion récente, pliocène, comme nous le verrons, et que l'on n'a sûrement plus sous les yeux l'ancienne surface originelle. Il ne semble pas non plus être question de retrouver des traces de très anciens aplanissements dans la ligne de hauteurs très escarpées qui bordent le Rhône immédiatement à l'Est, vers 300 à 400 m. d'altitude, et qui sont des crêts ou même des barres ou escarpements de faille rajeunis en rapport étroit avec la tectonique.

La traversée du massif du Molard permet ainsi de mettre en évidence l'existence d'une ancienne surface d'aplanissement à peu près tangente aux sommets actuels, basculés vers l'Ouest, mais déformée de façon inégale, plus inclinée dans sa partie orientale que dans sa partie occidentale. Plus au Nord, il en est de même, et l'on retrouve une trace de cette vieille surface sur le plateau du Bois d'Avarçon, qui s'avance en promontoire entre les profonds ravins des ruisseaux d'Arandin et de Trellon, au N./N.-W de Seillonnaz: depuis ce dernier village on voit fort bien la surface du plateau recouper vers 685 m. les couches du Bathonien supérieur inclinées vers l'Est et localement tourmentées, tandis que le plateau s'abaisse vers l'Ouest/Sud-Ouest (fig. 20, ph. 13). Au N.-W. de Benonces enfin les étroites dépressions allongées N.-W./S.-E., dont l'une renferme le lac minuscule du Lau, paraissent affouillées à partir d'une surface tangente aux sommets effilés de la Montagne de Chasse et du Bois de Cuny, surface elle aussi inclinée vers l'Ouest. Mais ici les altitudes sont plus fortes (850 et 800 m.), quoique nous soyons peu éloignés du Rhône: nous sortons du Molard-de-Don pour entrer dans une région où la morphologie appartient à un type un peu différent, caractérisé par des altitudes plus fortes et surtout la présence de véritables monadnocks comme le Crêt de Pont.

Nous avons vu que cette surface supérieure d'érosion avait été recreusée ultérieurement par des dépressions profondes, tantôt simples et étroites vallées, comme vers Millieu et Chosaz, tantôt amples

boutonnères, comme celle où sont logés les villages de Marchamp et Lompnaz. Mais il est d'autres entailles qui ont été sculptées dans cet ancien aplanissement dans la partie orientale du massif du Molard-de-Don et que l'on hésite à ranger dans la même catégorie de formes, à cause de leur importance moindre parfois, et surtout à cause de la faiblesse de leur profondeur par rapport aux sommets voisins et de leur caractère nettement suspendu au-dessus des dépressions étagées du versant occidental.

Parmi ces entailles peu profondes creusées en contre-bas des sommets usés qui rappellent la boutonnière du bassin fermé de la Latte dans le Mont Tournier, il faut ranger les vallées sèches et parfois aveugles que l'on traverse entre le lac d'Ambléon et la bifurcation de la route d'Innimont. Il y a là tout un réseau de vallées, de dépressions étroites et allongées N.-W./S.-E.; la plupart de ces entailles sont complètement asséchées et fragmentées en une suite de dépressions fermées par une érosion de type karstique; d'autres sont occupées par des lacs qui servent de déversoirs à de petits ruisseaux et dont les eaux s'infiltrent en profondeur: ainsi se présentent les entailles où sont logés le lac d'Ambléon et, plus au Nord, un petit lac situé droit au Sud d'Innimont. Toutes ces encoches sont caractérisées par un fond plat tapissé d'argile rouge de décalcification, des versants raides, mais peu élevés, car la dénivellation avec les sommets voisins n'est jamais importante; elles sont nettement suspendues non seulement au-dessus du bassin de Belley, — ce qui est très normal, — mais aussi au-dessus de la dépression de Marchamp; il est bien évident que leur évolution est tout à fait indépendante des processus d'érosion qui ont travaillé et travaillent encore à modeler la boutonnière de Marchamp-Lompnaz: ce fait saute aux yeux quand, peu après la bifurcation de la route d'Innimont, on surplombe la dépression de Marchamp.

Il y a donc là une catégorie de formes façonnées par une phase d'érosion intermédiaire entre les aplanissements très anciens des sommets et les morsures plus récentes, vraisemblablement pliocènes, qui accidentent le versant occidental du massif du Molard. Ces entailles d'aspect sénile, au fond souvent marécageux, ont été remaniées ultérieurement par l'érosion Karstique, ce qui accentue encore leur ressemblance avec le bassin fermé de la Latte. Elles ont sans doute été aussi retouchées par l'érosion glaciaire et surtout nivale. A ce type de dépressions faiblement creusées dans les sommets peut-être faut-il rattacher la combe oxfordienne du sommet du Molard ou, du moins, le début de l'affouillement de cette combe. Quand on emprunte le chemin d'Innimont au sommet du Molard, on n'est pas sans remarquer en effet la présence d'une petite cluse, suspendue à 1.085 m. au-dessus de la Maubretaine, ou val d'Innimont, et aussi au-dessus de la combe oxfordienne elle-même, dont le fond se tient vers 1.060 m.: cette cluse suspendue, empruntée par le chemin, est maintenant sans rapport avec les processus actuels de l'érosion; elle témoigne peut-être d'une esquisse de creusement dans la surface d'érosion supérieure, à la fois dans la combe du Molard et le val d'Innimont, qu'elle aurait alors fait communiquer de plain pied. Il faut admettre en ce cas que cette forme vive est devenue une cluse

morte et maintenant suspendue lors d'un recreusement ultérieur du val d'Innimont et de la combe du Molard, recreusement qui s'est fait parfois en fonction de ravins drainés, bief des Cruies pour une partie de la combe, tantôt et plus souvent en liaison avec des écoulements souterrains, dont les nombreux entonnoirs de la Maubretaine (ph. 30) et même de la combe rappellent l'existence.

Que représentent cette ancienne surface d'érosion et les faibles entailles qui l'accidentent et quelle date attribuer à leur façonnement? Il n'est pas aisé de le dire, car les dépôts caractéristiques sont peu nombreux et surtout localisés dans la partie occidentale. La surface d'érosion basculée vers l'Ouest non seulement recoupe les terrains jurassiques, mais aussi tranche des bandes de Crétacé, Valanginien dur coïncé dans des replis synclinaux entre deux dislocations, ainsi à l'Ouest d'Innimont. Il n'est donc pas interdit de penser que cet aplanissement a commencé à se modeler dès le début du Tertiaire; mais vouloir retrouver des traces d'une telle surface éogène est chimérique, car elle a subi, depuis, de nombreux et importants remaniements. Peut-on dès lors repérer des esquisses de remaniements oligocènes, fossilisés par des dépôts molassiques en partie d'origine continentale? Ce n'est pas impossible, à condition de préciser qu'il s'agit d'éléments de détail, de simples esquisses d'érosion qui ne laissent plus grandes traces dans la morphologie actuelle.

C'est ainsi que l'on peut retrouver dans la bordure occidentale des traces d'esquisses très déformées, au S.-W de Lhuis en particulier où un versant assez fortement incliné vers le Rhône et recoupant en biseau le Kimmeridgien et le Séquanien est en partie fossilisé par une pastille de grès burdigalien. A peu de distance de là, dans la large dépression qui s'étend de Lhuis à Groslee, on peut reconnaître des éléments de remaniements pré-vindoboniens, encore enfouis en grande partie sous les sables vindoboniens et les placages glaciaires, et déblayés immédiatement au Sud de Groslee et sur les bords de la vallée. Comme on le voit, cela supposerait que déjà à cette époque une dépression se trouvait creusée sur cet emplacement: elle aurait été accentuée ensuite par les mouvements pontiens. Ailleurs enfin, on peut penser, sans avoir des preuves formelles, que ces brèves phases d'érosion se sont traduites sur le flanc des monts par l'apparition de facettes locales, analogues à celles qui ont été observées sur le mont Tournier: ces petits coups de rabot ont pu faciliter et préparer le creusement d'encoches plus récentes, vraisemblablement pliocènes, comme l'encoche du Creux du Nant au S.-E. de Lhuis ou celle, plus restreinte, que l'on observe immédiatement à l'Est de ce bourg, sur le versant occidental du Tantainet. Ces facettes, très inclinées sur l'axe de la montagne, auraient constitué le point de départ du creusement des encoches, tout comme la boutonnière de Marchamp s'est élaborée à partir du rabotement de l'anticlinal de Kimmeridgien.

Mais tout cela ne représente que des aplanissements de détail, qui influent peu sur le relief actuel. La surface d'érosion d'ensemble, inclinée vers l'Ouest et tangente aux principaux sommets, celle qui donne au massif du Molard-de-Don son unité, semble plus récente et a parfois recoupé sous un angle assez fort les esquisses de creu-

sement antérieures. Quelle date lui attribuer? Remarquons tout d'abord la présence, en contre-bas du plateau coté 636 au N./N.-W. de Millieu, de dépôts de type sidérolithique, qui rappellent ceux du plateau de Crémieu et qui semblent devoir être rattachés au Miocène: il s'agit de nombreuses trainées argileuses jaunâtres ou rougeâtres, logées le plus souvent dans des fissures sur le versant oriental de la petite vallée en gorge qui rejoint la Brivaz; ces dépôts, descendus du sommet du plateau, jalonnent ainsi l'aplanissement qui s'inscrit sur la hauteur et qui les recoupe. De plus, nous avons vu que la molasse vindobonienne qui affleure entre Lhuis et Groslée est logée dans une dépression, sorte de gaine entre deux anticlinaux jurassiques, le Tantainet à l'Est et les hauteurs voisines du Rhône à l'Ouest. Or, ces anticlinaux sont rabotés par la surface d'érosion d'ensemble basculée vers l'Ouest; celle-ci recoupe donc aussi la molasse vindobonienne encastrée dans la dépression, comme elle recoupe les dépôts sidérolithiques. Cette surface serait donc postérieure à ces dépôts et on peut la qualifier, semble-t-il, de surface néogène, remaniant parfois les esquisses éocènes et oligocènes, mais s'en distinguant le plus souvent. Elle serait ainsi analogue à la surface la plus récente de l'Île Crémieu, celle qui s'ensevelit sous les cailloutis pontiens, abstraction faite du niveau pliocène subhorizontal de l'Ouest du plateau.

Comme dans l'Île Crémieu, cette surface a été déformée et basculée par les mouvements du paroxysme pontien. Toutefois, les dislocations ont été ici beaucoup plus importantes, ce qui explique la forte inclinaison de la surface vers l'Ouest, due à un soulèvement particulièrement accentué vers le sommet du Molard; ce sont même plutôt des torsions qu'un simple mouvement de bascule qui sont intervenues, puisque, comme nous l'avons vu, cette surface, peu inclinée dans sa partie occidentale, se relève au contraire fortement à l'Est de la dépression de Marchamp. Enfin, l'inclinaison s'est faite ici vers l'Ouest, en sens contraire de la surface néogène de Crémieu, et c'est ainsi qu'est apparue de la surface néogène à Villebois une gouttière où s'est insinué le Rhône.

Un problème demeure enfin, celui de l'âge des entailles faiblement creusées dans la partie orientale de cette surface d'aplanissement déformée. Le façonnement de ces entailles est bien entendu complexe, puisque nous y avons reconnu des traces nombreuses d'érosion Karstique et peut-être glaciaire. Mais il s'agit seulement d'essayer de dater l'origine de ce creusement. Devons-nous suivre M. Cholley quand, dans sa communication sur le Jura méridional au Congrès international de Géographie de 1931 [91], il range ces entailles parmi les morsures de l'érosion pliocène au même titre que la dépression de Marchamp ou la vallée de Lhuis, en les rapportant seulement à un cycle pliocène inachevé plus ancien? Cela paraît difficile. En effet, après examen des traces d'érosion pliocènes étagées du versant occidental, nous verrons qu'il semble légitime de rapporter au Pliocène inférieur le creusement de la boutonnière de Marchamp-Lompnaz, qui, nous l'avons vu, est tout à fait distincte des encoches voisines du lac d'Ambléon. Dès lors, on ne voit plus

bien où situer le début de creusement de ces entailles entre le Pontien et le Pliocène inférieur.

A la vérité, ces esquisses de creusement peuvent fort bien avoir commencé à se façonner avant que ne se produisent les principaux mouvements du Pontien, ceux qui ont basculé fortement vers l'Ouest la surface néogène, à une époque se situant entre le Vindobonien et ces mouvements paroxysmaux: il semble en effet que le plissement pontien lui-même puisse se décomposer en plusieurs phases, dont la dernière aurait été la plus importante. Nos encoches auraient pu ainsi se creuser en relation avec la mer molassique qui venait battre le versant oriental du massif du Molard, alors que celui-ci était à peine soulevé. On peut même se demander si ces entailles ne représentent pas le vrai prolongement vers l'Est de la surface néogène qui, à l'Ouest, est tangente aux sommets: dans cette région orientale qui a été la plus soulevée par le paroxysme pontien, le creusement se serait effectué de manière plus localisée qu'à l'Ouest où la surface néogène retrouve par endroits des aplanissements plus anciens, et les formes qui apparaissent sur les sommets seraient ainsi soit des formes structurales, soit des traces très déformées d'esquisses de surfaces oligocènes ou même éocènes. Ne voit-on pas dans les entonniers nombreux de la Maubretaine d'épaisses argiles rouges truffées de cailloutis très roulés et usés, qui pourraient être des dépôts de type sidérolithique jalonnant cette surface néogène? Bien entendu, ces entailles ne sauraient représenter sous sa forme originelle un aplanissement d'âge aussi ancien: elles ont subi des remaniements, dûs parfois à l'érosion fluviale pliocène, à l'érosion glaciaire, et, plus encore, à la Karstification (2).

II. LE MASSIF DE PORTES (3)

Aspects d'ensemble et limites.

Comment définir le massif de Portes? Nul terme de ce genre n'existe en effet sur les cartes, au 1/80.000^e ou au 1/20.000^e. La feuille de Nantua S.-O. ne signale sous le nom de Portes qu'une ancienne chartreuse blottie dans un haut vallon et un calvaire d'où l'on jouit d'un panorama étendu sur le Bugey et même les Préalpes. L'extension de ce nom à la région environnante peut cependant se justifier du fait que celle-ci possède, à l'intérieur du Bugey, une réelle unité géographique. Il s'agit d'un haut pays massif, culminant à 1.059 m., au Crêt de Pont, s'élevant très rapidement au-dessus de la Vallée du Rhône tout proche et très basse (200 m.), ce qui lui confère un aspect de montagne escarpée et difficile d'accès: c'est

(2) Nous reviendrons sur ces formes morphologiques anciennes du Massif du Molard-de-Don quand nous étudierons les phénomènes karstiques. Cf. 4^e partie, A. Chap. II.

(3) Carte géologique au 1/80.000^e: feuilles de Nantua et Chambéry. — 1/80.000^e: Nantua S.O. et Chambéry N.O. — 1/20.000^e: Belley n° 1 et 2.

par des rampes très dures et continues que la route de Saint-Sorlin au col de Portes rachète cette différence de niveau. Très peu articulé et recreusé par l'érosion récente (outre la vallée du Rhéby sur sa bordure méridionale, une seule incision profonde est à signaler, la vallée de la Caline ou ruisseau de la Boissière par laquelle s'insinue la route de Saint-Rambert au Col de Portes), ce massif se caractérise aussi par son allure tabulaire : si l'on excepte les formes structurales de détail, le trait dominant du paysage, c'est l'existence de plateaux étagés, boisés ou couverts de broussailles, rarement cultivés, que l'on distingue fort bien depuis l'Ile Crémieu (ph. 17) ; c'est aussi l'apparition, ici et là, de quelques sommets escarpés, grossièrement pyramidaux, qui se dressent au-dessus des plateaux et ne paraissent en rien être redevables de leurs formes et de leur existence au dispositif structural. Enfin l'on remarque que les altitudes de ces plateaux sont décroissantes non seulement vers l'Ouest comme dans le Molard-de-Don, mais aussi quoiqu'à un moindre degré, vers l'Est en direction de la partie centrale de la Cluse des Hôpitaux ; il en résulte que le massif des Portes a l'allure d'un dôme un peu dissymétrique dont le sommet se tient aux environs de la Chartreuse de Portes : cette forme en dôme apparaît nettement du hameau de Blanaz quand l'on dirige ses regards vers le Sud (ph. 16). Tels sont les traits généraux qui confèrent à ce secteur du Bugey une réelle originalité et justifient une étude particulière. Bien que le Calvaire de Portes (1.024 m.) n'en soit pas le point culminant (le Crêt de Pont le dépasse de 35 m.), il représente le sommet le plus connu, le plus accessible et le seul qui offre une vue dégagée (le somme du Crêt de Pont est en effet tout entier boisé) : aussi son nom a-t-il été adopté pour désigner l'ensemble de ce massif.

Quelles limites peut-on assigner à cette petite unité géographique ? Au Sud (cf 2^e partie. — Chap. III) il est assez difficile de séparer de façon précise le massif de Portes du Molard-de-Don : la limite la moins arbitraire est sans doute constituée par une ligne qui joindrait Villebois à Ordonnaz par Serrières-de-Briord et le versant de la rive gauche de la vallée de la Pernaz. On peut donner de ce choix des raisons tectoniques, qui seront exposées dans le paragraphe suivant, et des raisons d'ordre morphologique qui peuvent se résumer ainsi : au Nord de cette limite approximative les plateaux à peu près horizontaux sont plus développés et plus étagés que dans le Molard-de-Don où les applanissement, inclinés vers l'Ouest, sont souvent plus étroits ; c'est aussi au Nord de cette ligne qu'apparaissent les sommets isolés et pyramidaux dépassant le niveau des plateaux qui sont inconnus dans le Molard.

Ailleurs on peut adopter comme limites du massif de Portes les bordures topographiques naturelles des plateaux, marqués par une dénivellation plus ou moins grande, mais toujours nette : la vallée du Rhône de Serrières-de-Briord à Saint-Sorlin-en-Bugey au Sud-Ouest, la dépression de Lagnieu-Ambérieu à l'Ouest, la Cluse des Hôpitaux enfin d'Ambérieu à Ordonnaz au Nord et à l'Est. La profonde coupure de cette cluse composée ne doit pas d'ailleurs faire méconnaître le caractère un peu artificiel de cette limite septentrionale, vers Saint-Rambert-en-Bugey, car l'on retrouve parfois des

caractères semblables à ceux du massif de Portes dans la région comprise entre la Cluse des Hôpitaux, le bassin d'Aranc, la reculée de Cerdon et la plaine de l'Ain et que l'on peut appeler, faute de mieux, arrière-pays immédiat d'Ambérieu. Toutefois dans cette région les plateaux sont nettement moins étendus et ne constituent plus la note dominante du paysage; des découpures d'érosion fréquentes les fragmentent en lambeaux parfois exigus; le relief est beaucoup plus articulé du fait de l'existence de profondes vallées qui remontent depuis la Cluse des Hôpitaux et surtout depuis la plaine de l'Ain; l'impression de lourdeur et de massivité s'estompe: nous avons réellement quitté le massif de Portes; la coupure des Hôpitaux n'est pas seulement une limite factice.

Les données de la structure.

La structure du massif de Portes (fig. 2 et 21) rappelle et continue en partie celle du Molard-de-Don. Comme dans ce massif plus méridional (cf. 2^e partie. — Chap. III), elle est caractérisée d'abord par la présence de grandes failles inverses dirigées N.W./S.E., dont les rejets sont importants et atteignent parfois plusieurs centaines de mètres: tel est le cas de la faille de Clézieu-Japaloup qui fait buter l'Oxfordien contre le Bajocien inférieur et plus encore de celle de Fay le long de laquelle des couches d'âge aussi différent que l'Oxfordien et le Keuper sont en contact. Ces failles délimitent des compartiments où les terrains sont le plus souvent affectés d'une structure monoclinale avec, en général, pendage vers l'Est/Nord-Est, ce qui n'exclut pas des ondulations parfois assez accentuées. Il suffit pour s'en convaincre d'examiner le compartiment de Conand-Le-Vachat, où les terrains remontent fortement vers le Sud-Ouest et où de ce fait affleure toute la série du Jurassique moyen et inférieur depuis le Rauracien d'Espierres jusqu'aux pointements de Lias supérieur de Japaloup; presque tous les compartiments faillés répondent à ce schéma structural.

Comme dans le Molard-de-Don, il s'agit donc de paquets de couverture sédimentaire disloqués et basculés de l'Ouest vers l'Est, soulevés à des altitudes inégales et dans lesquels les terrains sont plus ou moins redressés; comme dans le Molard aussi on a l'impression de se trouver en présence d'un plissement qui a « raté » du fait de la dureté et de la minceur relative de la couverture sédimentaire et du fait de l'influence prédominante du socle profond; ce dernier paraît avoir été découpé en blocs qui ont joué les uns par rapport aux autres, basculés chacun de l'Ouest vers l'Est. Comme l'ont démontré E. de Margerie et M. Glangeaud [44, 26] le Trias plastique a dû jouer le rôle d'intermédiaire et transmettre ces jeux de blocs à une couverture sédimentaire trop peu épaisse dans l'ensemble pour ne pas refléter fidèlement ces mouvements de bascule rigides et pour se plisser véritablement.

Mais ici s'arrêtent les analogies avec le Molard-de-Don. La structure du massif de Portes présente par ailleurs des différences sensibles avec celle du Molard.

Tout d'abord si dans l'un et l'autre massif, la structure de détail de chaque compartiment faillé présente un mouvement de

bascule vers l'Est, l'allure générale du socle, telle qu'on peut la conjecturer par la nature des affleurements et la topographie, diffère sensiblement dans les deux massifs. Nous avons vu que, abstraction faite des jeux de détail des compartiments disloqués, le Molard apparaît comme correspondant dans l'ensemble à un morceau du socle basculé de l'Est vers l'Ouest en direction du bloc, resté effondré et subhorizontal, de l'île Crémieu. Dans le massif de Portes il n'en est pas ainsi: l'allure de la topographie qui ne laisse pas voir une descente régulière des altitudes de l'Est à l'Ouest comme c'est le cas d'Innimont à Groslee, l'affleurement des terrains les plus anciens, fragments de Lias et large étendue de Trias, vers Japaloup, le Crêt de Pont et le Mont Falcon, laissent présager que la zone de culmination, de soulèvement maximum du socle profond se trouve située ici, non pas dans la zone orientale du massif, mais assez près au contraire de sa bordure occidentale. Aussi peut-on sans doute conjecturer sans trop s'avancer que le socle a été plutôt soulevé en un dôme faillé, un horst, qu'affecté par un mouvement de bascule.

On peut remarquer en second lieu que les bandes faillées ou, pour employer le langage expressif dont se sert M. Glangeaud, les « lanières » sont un peu moins nombreuses et par suite souvent plus larges dans le massif de Portes que dans le Molard-de-Don. Alors que d'Innimont au Rhône on ne compte pas moins de 7 compartiments faillés, la traversée d'Arandaz à Saint-Sorlin n'en laisse voir que 5, et ceci pour une distance supérieure (fig. 21). De ce point de vue le massif de Portes se distingue aussi de l'arrière-pays immédiat d'Ambérieu où, entre la cuvette d'Aranc et la plaine d'Ambornay, on ne compte pas moins de 10 bandes faillées dont certaines, notamment vers L'Abergement-de-Varey et Montgriffon (fig. 22 et 23), sont si étroites qu'elles méritent pleinement le nom de « lanières » que leur a donné M. Glangeaud dans le faisceau d'Orgelet-Poncin, dont cette région constitue d'ailleurs le prolongement. Nous verrons plus loin — et c'est là le principal intérêt de cette remarque d'ordre tectonique — que cette diminution du nombre des compartiments faillés n'a pas été sans conséquence sur le modelé du relief et sur les traits essentiels du paysage: moins de dislocations signifie en effet moins de zones de faiblesse pour l'attaque de l'érosion et par suite moins de facilités offertes au creusement des vallées; c'est une des raisons, sans que ce soit bien entendu la seule, pour lesquelles le secteur de Portes est si massif, si lourd et, si l'on évoque les nombreuses vallées transversales et longitudinales du Molard-de-Don, si peu articulé.

Enfin, les styles tectoniques des deux massifs diffèrent en ce que, à l'intérieur des compartiments faillés, les plissements sont plus nombreux et plus accusés dans le secteur de Portes. Trois catégories de faits doivent à ce sujet retenir l'attention.

Sauf dans la bordure Sud-Ouest, vers Villebois et Souclin, où apparaissent des failles verticales inverses assez simples, séparant des compartiments où les terrains sont soit subhorizontaux, soit simplement basculés de façon rigide vers le Nord-Est, on trouve dans le massif de Portes moins de fractures simples et plus de véritables plis-failles avec étirement des couches que dans le Molard. Ceci est

déjà vrai pour certains accidents de l'intérieur du massif, comme celui de Japaloup, — Crêt de Pont, où il semble que l'on soit en présence d'un anticlinal rompu et déversé vers l'Ouest. Mais le fait apparaît de manière encore plus éclatante à l'extrémité Nord-Ouest du massif, dans la région de Vaux-en-Bugey. Il y a là un secteur de structure très complexe, bien connue du fait de l'exécution de 11 forages de reconnaissance et 2 sondages profonds qui ont préludé à l'exploitation du gaz naturel de Vaux-Févrux alimentant depuis 1914 la petite ville d'Ambérieu: on y trouve dans l'ensemble un déversement du Jura occidental sur le Pontien qui se trouve chevauché largement ainsi que l'on peut s'en rendre compte dans les « fenêtres » ouvertes par les petits vallons: le chevauchement a été recoupé par le sondage de Vaux et l'on y a observé le Lias et le Trias en écailles sur la série inférieure autochtone qui va du Pontien au Houiller, avec, entre le plan de refoulement et la molasse, présence de lambeaux écrasés du Jurassique moyen et supérieur qui représentent des témoins du flanc inverse de l'anticlinal (fig. 6). Ce régime d'écailles, qui se retrouvent d'ailleurs, parfois surmontées d'Oxfordien ou de Séquanien, à l'Est d'Ambérieu, où M. Vincienne les a observées et décrites [61], autorise à parler d'un véritable petit charriage à partir des anticlinaux situés immédiatement à l'Est et qui se seraient longitudinalement fragmentés. On voit ainsi l'intensité de l'effort orogénique sur cette bordure: on ne trouvait rien de pareil dans le Molard-de-Don.

Deuxième fait à signaler, le style plus vigoureusement plissé du massif de Portes se manifeste aussi à l'intérieur, par suite de la présence du niveau plastique du Trias, si prompt à s'insinuer dans les plans de discontinuité et à remonter de la profondeur. La présence d'un large affleurement de Keuper dans la Combe à Billet entre Fay et Japaloup peut paraître surprenante, surtout si l'on considère l'énergie du plissement qui a particulièrement exalté l'anticlinal du Mont Falcon et redressé vigoureusement les couches de part et d'autre de la combe: la vigueur de cet anticlinal ne peut-elle laisser présager sa rupture médiane, la remontée du Trias et la formation d'un petit pli diapir? C'est peut-être une hypothèse plausible.

Enfin, sans atteindre à ces complications, le dispositif structural à l'intérieur des compartiments faillés apparaît plus ondulé, voire plus plissé, plus souple pourrait-on dire, que dans le Molard-de-Don, et ceci même dans la partie centrale et orientale du massif de Portes. Si la structure monoclinale avec pendage des couches vers l'Est/Nord-Est est dans l'ensemble la règle, cela n'exclut pas en effet que les terrains soient parfois ondulés et même plissés, surtout dans les blocs faillés les plus étendus: la surface topographique y recoupe souvent à plusieurs reprises la même couche et l'on peut parfois observer des ploiements locaux très nets. Ainsi se présente le plateau du Signal de Souclin, à l'Est de ce village, où les terrains s'incurvent en synclinal laissant apparaître le Bathonien (fig. 21); plusieurs ondulations anticlinales et synclinales apparaissent aussi d'Est en Ouest, faisant alterner Bathonien, Bajocien supérieur et inférieur sur le plateau de Dorvan, au Sud de Torcieu, entre les failles de Clézieu et du Gier; enfin, dans le compartiment situé à

l'Ouest d'Argis, on note la présence de l'anticlinal bien marqué de Bajocien supérieur du Chêne de Suerme, puisqu'à l'Ouest, à une altitude pourtant inférieure, réapparaît le Bathonien plus récent. Tous ces faits concourent à montrer que les dislocations verticales ne sont pas les seuls accidents tectoniques du massif de Portes et à prouver la réalité des plissements, qui n'ont pu s'épanouir et se sont rompus, mais qui apparaissent encore bien nets entre les dislocations.

Les formes du relief et l'évolution morphologique.

Il existe dans le massif de Portes de nombreuses formes du relief qui reproduisent encore fidèlement les traits structuraux, voûtes substructurales, replats établis sur bancs calcaires durs ou encore revers de crêts ; il y en a encore plus qui sont directement influencées par le dispositif tectonique, escarpements de faille surtout. Les énumérer serait évidemment fastidieux. Citons seulement en exemple la cuesta de Rauracien qui domine Arandaz à l'Est, les crêts de Rauracien situés au N./N.-W. de Conand (on peut parler ici de crêts car le pendage vers l'Est est plus accentué) avec leurs beaux revers calqués sur cette couche dure, les escarpements de faille bordant à l'Est la Montagne de Collovergne (Ouest de Torcieu) et surtout ceux de Gratel et de Souclin qui limitent à l'Ouest respectivement les plateaux de Souclin-village et du Signal de Souclin, avec leurs facettes caractéristiques (fig. 21, ph. 17). Mais comme dans le Molard-de-Don la plupart des sommets et des plateaux du massif de Portes reflètent autre chose que le simple dispositif structural et tectonique et supposent, par leurs formes, l'intervention de phases d'érosion plus ou moins lointaines et puissantes, de types divers, qui ont souvent oblitéré les données de la structure. Cela est vrai en particulier de presque tous les plateaux de quelque importance, car les surfaces structurales sont fort peu nombreuses dans ce secteur de Portes. C'est à la description de ces aspects majeurs du paysage que l'on va s'attacher avant de tenter une reconstitution de l'évolution morphologique de la région.

De l'examen du relief du massif de Portes nous écarterons les formes d'érosion relativement récentes que l'on rencontre, sous forme de replats de versants ou de paliers dans le profil longitudinal, dans les rares vallées du massif et que l'on peut raccorder aux formes de même catégorie de la Cluse des Hôpitaux ou de la vallée du Rhône ; elles seront étudiées dans la troisième partie avec les niveaux cycliques pliocènes. Trois aspects principaux de la morphologie seront envisagés : quoique d'étendue très inégale, ils paraissent être également importants et constituer des formes caractéristiques. Nous examinerons rapidement en premier lieu les bas plateaux de la bordure Sud-Ouest, vers Villebois et Bouis, qui sont à la même altitude que le plateau de Crémieu et semblent le prolonger exactement au delà de la coupure du Rhône. Nous nous étendrons davantage en second lieu sur les surfaces aplanies plus élevées (600 à 850 m.), étagées et souvent basculées, qui caractérisent presque toute la topographie du massif et s'étendent sur de vastes étendues. Enfin, il restera à décrire les hauteurs isolées et pointues qui se dressent ici et

là sur les plateaux comme sur un socle et, constituant une bonne partie des sommets, dépassent nettement l'altitude des surfaces aplanies: c'est à coup sûr l'élément le plus original de la morphologie du massif de Portes.

La bordure Sud-Ouest (4) offre l'aspect de gigantesques gradins étagés au-dessus de la vallée du Rhône: le plus élevé, vers 800 mètres s'étend de Taporal au Signal de Souclin; le gradin intermédiaire, situé en contre-bas du précédent vers 500-550 m., porte le terroir du village de Souclin et du hameau de Soudon; enfin, vers 300 m., dominant le Rhône d'une centaine de mètres, parfois moins, apparaît un bas plateau très sec qui s'étend depuis le Bois du Creux jusqu'à Bouix et aux premières maisons de Villebois.

Examinons avec attention ce dernier gradin car la proximité du plateau de Crémieu et la liaison facile qui existe entre lui et le grand plateau de la rive gauche du Rhône, qui, grâce à la présence de dépôts tertiaires, a pu être analysé et daté de manière précise, permettent d'espérer aussi sur la rive droite une identification plus sûre. Interrompu par le ravin du ruisseau de Nérivent (ou Bief de Taro) issu du plateau de Souclin-village et par une vallée sèche que l'on peut suivre de Bouis à Sault et qui pourrait fort bien témoigner d'un ancien cours du Rhéby, ce bas plateau s'incline du N.-W. au S.-E. de 370 m. à 270 m. environ. Il faut remarquer que l'abaissement, d'abord assez rapide jusqu'au ravin du Nérivent, devient ensuite plus lent entre ce ravin et Bouis où la forme de plateau est plus nette. Quant à la pente transversale du N.-E. au S.-W. elle est négligeable. Les limites de ce plateau sont bien différentes: tandis qu'au Nord et au Nord-Est, il se heurte au grand escarpement de faille de Gratet qui le domine de 350 m. et le sépare du plateau de Souclin-village, ses bordures Sud-Ouest, Sud et Sud-Est ne sont pas autre chose que de simples talus d'érosion creusés par le Rhône et son petit affluent, le Rhéby.

Enfin, le plateau lui-même se présente comme une surface très aplanie, presque débarrassée de toute terre végétale, au point d'évoquer un râclement intense et prolongé, et complètement desséchée et karstifiée. Presque partout ce ne sont que friches caillouteuses parsemées de maigres touffes de buis et de genévriers, quand les dalles calcaires toutes lapiasées et crevassées n'apparaissent pas à nu ou encore quand des carrières, nombreuses, ne s'ouvrent pas, montrant les bancs de calcaire compact de Bathonien-Bajocien sub-horizontaux ou en faible remontée vers le Nord-Ouest. Toute culture n'est cependant pas absente du plateau, mais elle se présente sous forme d'îlots isolés correspondant à certaines dolines et dépressions fermées plus amples dont la surface du sol est criblée: quelques champs minuscules apparaissent alors sur la terre rouge qui tapisse le fond des dépressions, tandis que les talus se couvrent de vignes bien exposées à l'abri de la bise dont les produits sont estimés dans le Bugey et même alentour.

(4) 1/80.000*: Nantua S.O. et Chambéry N.O. — 1/20.000 : Belley n° 1.

Comment interpréter les faits et caractériser ce gradin? On est tenté d'y voir, à première vue, une simple surface structurale établie sur le Bathonien dur pour la majeure partie et modifiée par l'érosion karstique qui ne pouvait manquer de se développer sur des terrains aussi fissurés; l'inclinaison de la surface topographique du N.-W. vers le S.-E., en accord avec le pendage des couches dans la même direction, peut étayer cette interprétation des faits. Pourtant en est-il bien ainsi? Un examen plus approfondi contraint à abandonner cette conception trop simplifiée et oblige à reconnaître le caractère en réalité très complexe de ce plateau. Déjà à regarder de plus près les terrains, on voit que, si le Bajocien et le Bathonien sont en général des niveaux durs, en particulier le « Choin de Villebois » activement exploité, il existe à l'intérieur de ces couches, des niveaux plus marneux peu aptes à faire naître des surfaces structurales; en outre, la surface topographique recoupe, aussi bien du N.-W. au S.-E. que du N.-E. au S.-W., les différents étages du Bathonien et le Bajocien, ce qui ne s'accorde guère non plus avec la notion de surface structurale (fig. 21). Mais, pour avoir la clef du problème et parvenir à une meilleure compréhension des faits, il faut quitter cette région et porter notre attention sur ce qui se passe de l'autre côté du Rhône, non loin de là, car les deux rives sont si semblables par les aspects et les altitudes qu'une comparaison s'impose.

Dans cette partie septentrionale de l'Île Crémieu, on voit les escarpements de Bajocien qui bordent à l'Est le plateau de la Forêt de Saint-Servetan s'abaisser régulièrement vers le S.-E., exactement comme le pendage de ce terrain, jusqu'à atteindre le niveau du Rhône à hauteur du pont du Sault; ce plateau de Saint-Servetan est donc, de toute évidence, une surface structurale inclinée, au moins dans sa partie orientale. Mais au moment où ces escarpements s'effacent, ce qui permet à la petite route D 65 de descendre vers le Rhône, ils sont relayés par d'autres abrupts, subhorizontaux ceux-là, qui apparaissent vers 300 m. d'altitude dans les Côtes du Cerriau sous le Bois de Servetan et qui sont constitués par les différents étages du Bathonien. Or, avec le plateau presque horizontal du Bois de Servetan que limitent les escarpements des Côtes du Cerriau, nous retrouvons la surface d'érosion de l'ensemble de l'Île Crémieu qui a fait déjà l'objet d'une analyse et d'une datation rendues possibles par l'existence en certains points de dépôts tertiaires (5) : elle a été définie comme une surface extrêmement composite, polygénique, dont le façonnement remonte à la phase d'érosion pré-aquitaniennne, mais qui a été retouchée au Vindobonien et surtout fortement remaniée au Pontien; ensevelie sous les cailloutis pontiens, elle en a été déblayée à une époque relativement récente et se présente comme faiblement inclinée de l'Ouest vers l'Est. Cette datation est précieuse car, étant donné les ressemblances d'aspects et la correspondance des altitudes qui existent entre le plateau de Servetan et celui de Bouis, il semble que l'on soit fondé à penser que la surface polygénique de Crémieu a mordu sur la rive opposée du Rhône et se

(5) Cf. 2^e partie, chap.III. — Cf. aussi A. Cholley [90, 91].

retrouve au moins dans le petit plateau de Bouis, au Sud du ravin de Nérivent. N'observe-t-on pas à peu de distance de là, le long de la voie ferrée au N.-W. de Saint-Sorlin-en-Bugey, un lambeau d'Aquitainien semblable aux dépôts du même âge de l'Ille Crémieu qui atteste la réalité de cette très ancienne phase d'érosion ?

Les faits sont peut-être encore plus complexes: il ne faut pas se dissimuler que, pas plus que certaines parties du plateau de Crémieu, le gradin de Villebois et Bouis ne représente plus à l'état originel la surface pré-pontienne. Les attaques de l'érosion ultérieure l'ont certainement remanié et abaissé, ce qui accentue encore son caractère polygénique. Peut-être retrouve-t-on à son extrémité Nord-Ouest vers le Bois du Creux, aux alentours de 380 m., des traces de morsure du Pliocène supérieur, ce qui expliquerait l'aspect sub-horizontal du plateau dans le sens N.-E./S.-W. (fig. 21): nous aurions ici en somme des faits analogues à ceux que l'on rencontre sur la bordure occidentale du plateau de Crémieu, où l'on voit un étroit aplanissement pliocène horizontal remanier et recouper la surface polygénique pré-pontienne inclinée vers l'Est.

Mais les phases d'érosion glaciaires et interglaciaires ont dû aussi laisser leur empreinte sur ce gradin où l'absence de moraines et de terre superficielle et le caractère érodé des dalles calcaires attestent la réalité d'un râclage par des agents d'érosion particulièrement actifs, qui peuvent être aussi bien les glaces que les eaux abondantes des écoulements interglaciaires. Ce sont ces phases d'érosion récente qui ont dégagé la surface substructurale qui s'abaisse régulièrement comme le Bajocien du N.-W. vers le S.-E. au Nord du ravin de Nérivent et qui correspond exactement à la surface substructurale du plateau de Saint-Serverin de l'autre côté du Rhône. Au Sud de ce ravin au contraire, sur le plateau de Bouis qui, comme nous l'avons vu, est plus proche de l'horizontale, les attaques quaternaires ont peut-être remis à jour, sous un remblaiement pliocène et morainique, des traces plus authentiques de la surface polygénique pré-pontienne du bois de Servetan et, par suite, de la majeure partie de l'Ille Crémieu; ici comme dans le reste du Bugey la présence d'un remblaiement pliocène inférieur, voilant les reliefs antérieurs et incomplètement déblayé par les érosions fini-pliocènes, est en effet probable.

Bien entendu les surfaces modelées dans des calcaires fissurés, qu'elles soient structurales ou plus indifférentes au dispositif des terrains, ont été livrées à l'érosion karstique et à la désorganisation des formes du relief: dolines et petits ouvalas au fond tapissé de terra rossa trouent la surface du plateau et lui confèrent un aspect anarchique de creux et de bosses, tandis que les dalles lapiasées étalent partout leurs fissures. Il s'agit sans doute en partie d'un karst actuel mais en partie aussi d'un karst pliocène (supérieur?), car les formes sont trop évoluées, semble-t-il, pour être le résultat de la seule érosion récente. On saisit ainsi le caractère extrêmement composite, polygénique, de ce bas plateau. A vrai dire, du point de vue morphologique, comme du point de vue structural, cette bordure Sud-Ouest du massif de Portes fait encore partie en réalité du plateau de Crémieu. Comme d'autre part, les mouvements pon-

tiens se sont surtout traduits ici par des dislocations verticales déterminant des gradins étagés, peut-être est-on en droit de voir dans les plateaux de Souclin-Soudon et du Signal de Souclin des fragments dénivelés et soulevés de la même surface polygénique pré-pontienne, qui auraient évidemment subi ensuite une évolution différente du fait de leur altitude et de l'absence de liaison normale avec le réseau hydrographique pliocène. Nous abordons ici le problème des aplanissements élevés du massif de Portes qui va être maintenant examiné.

Les surfaces aplanies constituent en effet le type de formes le plus caractéristique et aussi le plus répandu dans les régions élevées du massif. On s'en rend compte rapidement du haut du Signal de Portes qui est bien le meilleur belvédère du massif. De ces hautes régions boisées, silencieuses et désertes, qui convenaient parfaitement à la vie monastique des Chartreux, se dégage une impression de lourdeur; sauf en de rares endroits où se dressent les sommets isolés et escarpés qui seront étudiés plus loin, c'est la forme de plateau qui prévaut ici et de vastes horizons assez monotones, où la surface du sol ondule seulement en lourdes croupes peu élevées, s'offrent à l'œil (ph. 15). A l'Ouest, tout près, c'est le plateau du Bois de Cernay où se pressent les sapins; au Nord, au delà de la profonde coupure de la vallée de la Caline, que l'on ne devine pas d'ici, c'est le plateau de Suermes; à l'Est enfin s'étendent les friches et les taillis du plateau de Chariot et surtout de l'immense table déserte et à peine ondulée du plateau de Confrêne dont on a peine à concevoir qu'il surplombe le cañon si profond de la Cluse des Hôpitaux. Le petit relief en creux qui se dessine dans les combes étroites et peu profondes comme celle où est nichée la Chartreuse n'arrive pas à effacer l'aspect tabulaire et massif du relief. A y regarder de plus près cependant, on constate vite que les aplanissements des parties élevées du massif n'ont pas tous les mêmes caractères ni la même étendue; on peut en distinguer deux catégories: les uns ne sont que des lambeaux de surface d'érosion très exigus qui s'inscrivent sur certains sommets, les autres sont de véritables plateaux; nous les examinerons successivement.

Dans le premier type de formes, on peut faire entrer les aplanissements de dimensions modestes, étroits et allongés, qui tronquent quelques sommets. Comme dans beaucoup de chaînes bugistes en effet, si dans l'ensemble on ne rencontre pas de formes inversées, si les hauteurs correspondent en général aux anticlinaux et les dépressions aux synclinaux, les monts sont rarement conservés dans leurs formes originelles. Les voûtes sont tronquées par des aplanissements qui recoupent nettement en biseau les strates et attestent la réalité d'une phase d'érosion ancienne: il ne peut s'agir en effet d'un coup de rabot récent, au moins dans l'ensemble, car l'on remarque que ces lambeaux de surfaces d'érosion sont perchés et isolés au-dessus des vallées actuellement drainées, sans liaison normale avec celles-ci, et qu'ils sont en outre souvent déformés, ce qui montre qu'ils ont été élaborés, au moins en partie, avant que ne se produisent les bouleversements principaux du Pontien, ou peut-

être parfois les mouvements beaucoup plus atténués du Pliocène supérieur.

Le type même de ces témoins exigus d'une érosion lointaine est représenté par le sommet de la Grande Bête. Il s'agit d'une hauteur qui n'est pas désignée sur la carte d'Etat-Major (Chambéry N.-O.) mais dont le nom figure sur le plan directeur au 1/20.000^e (Belley n° 2); allongée du N.-W. au S.-E. et culminant à 982 m., elle est située au N.-W. d'Ordonnaz et la route d'Ordonnaz à Benonces longe la base de son versant occidental entre Les Combettes et la ferme de Coux. Quand, partant de cette route, on se dirige vers l'Est/Nord-Est, on est surpris de trouver, après avoir gravi des pentes raides, un petit plateau, étroit dans le sens N.-E./S.-W. mais s'étendant sur plus d'un kilomètre du N.-W. au S.-O., séparé du Crêt à l'Est par une vallée sèche, et légèrement incliné vers l'Ouest; il recoupe le Bathonien en pendage tantôt vers l'Ouest, tantôt vers l'Est et nivèle par suite la faille qui sépare les deux flancs de l'anticlinal rompu longitudinalement. Il s'agit donc de toute évidence d'une surface d'érosion témoignant d'un ancien coup de rabot. Le fait que l'on y trouve des dolines nombreuses ne saurait prouver que l'érosion karstique récente est seule responsable de l'existence de ce lambeau aplani; elle l'a plutôt transformé et recreusé. On peut fort bien d'ailleurs le relier aux beaux aplanissements observés dans le massif du Molard-de-Don sur la hauteur du Bois de la Morgne au-dessus de Marchamp et Lompnaz; comme ceux-ci la surface d'érosion de la Grande Bête est déformée et basculée vers l'Ouest, à un moindre degré toutefois; comme eux aussi, elle est perchée au-dessus des dépressions voisines, vallée longitudinale de la Gouille et surtout cluse étroite et profonde de l'Arandin (ou Arodin). Il s'agit donc là aussi d'un témoin d'aplanissement dont l'origine est antérieure aux bouleversements majeurs du Pontien, qui aurait été non seulement soulevé et basculé lors de cette phase orogénique, mais aussi retouché par l'érosion post-pontienne puisque la faille est nivelée.

La question des rapports de ce lambeau de surface isolée avec le plateau de Confrêne qui s'étend à l'Est pose d'ailleurs un problème délicat: le ressaut topographique qui sépare ces deux formes est-il d'origine cyclique ou tectonique? Il est difficile d'admettre d'une part que la Grande Bête et le plateau de Confrêne soient des restes d'une seule et même surface pliocène fragmentée et dénivelée, car il est peu vraisemblable que des mouvements de cette ampleur se soient produits depuis le Pontien; cela ferait pencher en faveur d'un ressaut cyclique séparant deux surfaces, façonnées à des époques différentes. Mais d'autre part, l'étendue des aplanissements sur le plateau de Confrêne fait hésiter à le ranger parmi les formes uniquement dues à l'érosion pliocène. Dès lors, on peut sans doute admettre qu'il s'agit bien dans les deux cas de surfaces pré-pontiennes qui ont été fragmentées au Pontien et séparées par une flexure que l'on suit au N.-W. d'Ordonnaz au pied du versant oriental du Crêt; mais leur évolution a été depuis lors différente, le sommet aplani de La Grande Bête demeurant isolé des morsures de l'érosion subaérienne tandis que le plateau de Confrêne a pu continuer à évoluer normalement, au moins au début du Pliocène. Nous

retrouverons ce problème quand nous examinerons ce dernier plateau.

Au sommet aplani de la Grande Bête, on peut rattacher le petit plateau étroit (6) qui s'allonge du N.-W. au S.-E., en passant de 850 m. vers la pointe effilée qui domine Conand à 950 m. au droit du Signal de Portes; portant au N.-W. les maigres champs du hameau perdu de Chariot, couvert de broussailles au S.-E., il prolonge la hauteur de La Grande Bête dont il n'est séparé que par la dépression karstifiée de la Combe du Maitant où passe la route de Charvieux au col de Portes (fig. 21). On y retrouve à peu près les mêmes caractères: un peu plus large seulement que le sommet tronqué de la Grande Bête, il est perché comme lui au-dessus des entailles voisines de l'érosion récente, combe de la Chartreuse de Portes à l'Ouest, vallée de la Caline à l'Est, qui vont s'approfondissant vers le Nord; comme lui aussi il recoupe différents terrains, Bajocien, Bathonien et Rauracien redressés vers le Sud-Ouest et nivèle une faille importante qui met en contact le Rauracien et le Bajocien inférieur. Il s'agit donc d'une forme d'érosion, témoin d'aplanissements anciens, seulement entamé à l'Est par les ravins récents en pente forte qui dégringolent vers la Caline, tel le Creux du Cerisier; comme sur La Grande Bête cette surface apparaît déformée, mais ici — fait important à noter, que nous retrouverons plus loin — l'inclinaison est en direction de l'Est et non plus de l'Ouest. Il faut, bien entendu, exclure de ce plateau d'érosion les sommets nettement plus élevés de la bordure occidentale, comme le Signal de Portes (1.024 m.), qui représentent des formes dérivées immédiatement de la structure, en l'occurrence des crêts correspondant au Rauracien dur redressé vers l'Ouest et dominant le vallon monoclinale de la Chartreuse (ph. 15).

On peut ranger aussi dans la même catégorie de formes aplanies exiguës tronquant les sommets, la surface du Bois de Cernay (7) qui est situé entre le col de Portes et la combe de Janvay. Il s'agit d'un plateau étroit et allongé également N.-W./S.-E., peu élevé au-dessus de la combe de la Chartreuse, mais dominant nettement en revanche la vallée de Janvay, déformé lui aussi dans le sens transversal, mais cette fois incliné vers l'Ouest, ce qui fait déjà pressentir que la région du Signal de Portes représente la clef de voûte d'un dôme (ph. 16). En dépit de son étroitesse ce sommet, qui porte de belles sapinières trouées par quelques clairières cultivées, représente bien un aplanissement tronquant nettement les terrains qui s'ordonnent suivant un dispositif à la fois monoclinale faillé et ondulé, comme si les plis avaient « raté »: Bathonien, Bajocien puis, après la dislocation, Rauracien en pendage vers l'Est se retrouvent là aussi recoupés en biseau. Le plateau du Bois de Cernay se raccorde aux aplanissements du Bois de la Morgne par l'intermédiaire de la surface d'érosion extraordinairement nette du Bois d'Arella qui est

(6) 1/80.000° : Chambéry N.O. et Nantua S.O. — 1/20.000° : Belley n° 1 et 2.

(7) Mêmes cartes que précédemment.

situé entre les deux profondes cluses du Trellond et de l'Arandin (ph. 13) : depuis la combe de Janvay on voit fort bien sous ce bois un plateau de forme triangulaire, incliné du N.-E. au S.-W. de 880 à 820 m. environ et perché au-dessus des deux ravins, recouper en biseau les terrains du Bathonien, du Rauracien et du Séquanien qui, eux, sont inclinés en sens contraire vers le N.-E. Les faits sont si nets, si schématiques pourrait-on dire, que la réalité de cet aplanissement ne saurait être mise en doute.

En outre, ces surfaces d'érosion inclinées du Bois d'Arella et du Bois de Cernay, prolongées par la pensée vers l'Ouest, se raccordent sans peine aux aplanissements du Bois d'Avarçon qui dominent Onglas et ont été étudiés avec le Molard-de-Don ; ils se relient aussi aux sommets effilés du Bois et de la Montagne-de-Chasse qui sont peut-être en dépit de leur étroitesse, des témoins plus ou moins abaissés de cette surface inclinée vers l'Ouest, et à coup sûr au petit plateau plus large et plus aplani du Bois de Cuny en bordure de la plaine du Rhône, qui en est un reste authentique. Nous retrouvons ici le même type de morphologie que sur le versant Ouest du Molard-de-Don puisque, comme entre Innimont et le Rhône, le relief d'ensemble est sous la dépendance d'une ancienne surface d'érosion basculée vers l'Ouest que l'on peut reconstituer à peu près tangente aux sommets boisés et qui a servi de point de départ à l'évolution morphologique plio-quadernaire : les bois de Cuny et de Chasse sont l'équivalent des hauteurs tronquées des Bois de Souhait, de Luide et de la Mareraie.

Enfin dans un tout autre secteur du massif de Portes, proche cette fois de la partie occidentale de la Cluse des Hôpitaux, d'autres lambeaux d'aplanissement peuvent se rattacher aux types de relief précédemment étudiés. Il s'agit, en partie du moins, de la ligne de hauteurs qui sépare Clézieu de la vallée de la Caline et n'est désignée par aucun nom sur la carte d'Etat-Major (8). Il faut tout de suite préciser que ces sommets ne sont pas partout indépendants de la structure ; l'abaissement de la crête, dans la partie centrale située à l'Est et au-dessus du hameau de Mont-de-Lange, correspond en effet exactement à un ensellement d'axe du pli bathonien. Mais de part et d'autre de ce secteur directement influencé par l'allure des terrains, à l'extrémité Nord, au-dessus de la cluse de l'Albarine, et surtout dans la partie méridionale, au Nord de Japaloup, nous avons affaire à un plateau d'érosion large de près d'un kilomètre, incliné vers l'Ouest, qui tronque la voûte anticlinale en s'inscrivant à la fois sur le Bathonien, le Bajocien et même le Lias supérieur redressés vers l'Ouest et en nivelant la fracture N.-N.-W./S.-S.-E. qui disloque les couches. Il s'agit donc encore d'un sommet qui porte les traces de morsures d'érosion isolées et suspendues, maintenant indépendantes des formes de creusement récent qui apparaissent en contrebas avec les vallées de la Caline et du ruisseau de Villeneuve.

On a vu ainsi combien peu de sommets dans ce massif ne portent pas la marque d'aplanissements d'origine ancienne. Mais à

(8) 1/80.000° Nantua S.O.

côté de ces restes exigus que nous venons de décrire, le massif offre d'autres témoins beaucoup plus développés et encore plus probants de ces coups de rabot lointains: ce sont les vastes plateaux aperçus du haut du Calvaire de Portes et qui constituent l'essentiel de la topographie de la région. Situés à des altitudes souvent voisines, mais parfois assez diverses, ils s'abaissent en général de part et d'autre d'une ligne axiale qui passerait à peu près par le Crêt de Pont et le Signal de Portes et ils ont un caractère commun essentiel, celui d'être assez indifférents à la structure et aux accidents tectoniques. Ce sont eux que nous allons maintenant examiner, en distinguant d'une part les hauts plateaux, les plus nombreux, qui atteignent 750 à 850 m. d'altitude, et d'autre part les plateaux moins élevés du Nord-Ouest du massif de Portes, qui se tiennent aux alentours de 600 m.; ce n'est pas seulement une différence d'altitude, c'est aussi, comme nous le verrons, une différence de nature et d'élabo-ration qui motive cette distinction.

Parmi les hauts plateaux se range le plateau d'Arandaz ou, pour être plus exact, de Confrêne (9), car le village d'Arandaz est situé non sur le plateau lui-même, mais juste en contre-bas des crêts qui le bordent à l'Ouest. Il s'agit d'une vaste table qui prolonge le replat d'Ordonnaz, s'élargit au droit de Charvieux puis s'effile au Nord au-dessus de Tenay; elle s'abaisse très légèrement du Sud/Sud-Est au Nord/Nord-Ouest, passant de 800 m. aux environs d'Ordonnaz à 760 m. au N.-E. d'Arandaz tandis que sa pente est à peu près nulle dans le sens transversal; ce plateau est nettement délimité sur son pourtour, à l'Ouest par la vallée supérieure de la Caline et les bas plateaux d'Arandaz-Indrieux qui s'étendent en contre-bas, à l'Est surtout par le profond cañon de la Cluse des Hôpitaux dont il est séparé par une dénivellation appréciable (430 à 450 m.) et par d'imposants escarpements.

A vrai dire toutes ses parties ne se ressemblent pas absolument: on s'en rend compte en suivant la petite route d'Ordonnaz à Arandaz. Deux types de paysage différents peuvent être distingués. Jusqu'à la Croix de Confrêne et à la bifurcation du chemin venant du col de Portes le paysage est fait de molles ondulations aux pentes douces souvent herbeuses et une certaine impression de fraîcheur s'en dégage: c'est que nous sommes ici sur un plateau assez étendu de glaciaire ancien, rissien ou mindélien; les galets roulés sont nombreux et les boues morainiques entretiennent une certaine imperméabilité. Mais au delà c'est un plateau desséché et rocailleux, aux lignes plus heurtées, que l'on aborde; les croupes molles cèdent la place à des surfaces plus planes où les dalles rocheuses affleurent souvent ou bien parfois à des buttes escarpées; le paysage devient plus sévère, sinon plus désert, et les friches ou les taillis de buis et génévriers l'emportent de beaucoup sur les maigres prés; la surface du sol est criblée de dolines et de profonds entonnoirs dont le fond souvent broussailleux laisse deviner des fissures tandis qu'ailleurs se creusent des dépressions fermées plus vastes. Tous ces

(9) 1/80.000° : Nantua S.O. — 1/20.000° : Belley n°2.

traits montrent assez que nous sommes entrés dans la zone où les terrains calcaires ont été débarrassés de leur couverture morainique, ce qui est le cas de la majeure partie du plateau de Confrêne.

Cette surface karstique déjà très évoluée est aussi une surface d'érosion : la désorganisation karstique s'est attaquée à un aplanissement qui tranche les divers étages du Kimmeridgien, du Séquanien et du Rauracien ; même dans la zone où le Rauracien s'étale largement et où des surfaces substructurales peuvent se dégager localement, on voit le plus souvent les terrains diversement inclinés et ondulés recoupés par la surface du sol : la réapparition du Séquanien sur la bordure occidentale du plateau montre bien d'ailleurs la réalité du dispositif anticlinal tronqué par la surface tabulaire (fig. 21). Devant l'ampleur d'une telle surface d'érosion on peut hésiter à penser que cet aplanissement ne remonte qu'au Pliocène ; il est plus probable, comme nous l'avons déjà montré à propos de La Grande Bête, qu'il s'agit d'un morceau d'une vieille surface prépondantienne abaissé par rapport aux sommets aplanis voisins, ramené peut-être ainsi dans le plan de l'érosion du Pliocène inférieur. Retouché de ce fait, il a acquis des proportions considérables, tout comme le plateau d'Hostiaz qui lui correspond de l'autre côté de la coupure de la cluse des Hôpitaux. Bien entendu d'autres actions se sont ajoutées à ces érosions ponto-pliocènes et ont encore contribué à transformer ce plateau : désorganisation karstique qui ne pouvait manquer de se produire lors du soulèvement de la fin du Pliocène dans une région aussi perchée au-dessus d'un canon profond et qui, arrêtée pendant le Quaternaire par l'arrivée des moraines imperméables, a repris au fur et à mesure que se déblayait le placage morainique ; râclage par les glaces rissiennes qui ont contribué à raboter les terrains. On saisit ainsi le caractère complexe de ce plateau de Confrêne et l'on voit comment une surface, simple en apparence, peut avoir une origine lointaine et composite.

A l'Ouest du Signal de Portes, d'autres aplanissements du même type peuvent être observés. C'est d'abord l'étroit plateau que la route du col de Portes à Souclin traverse peu après la Chartreuse, avant de descendre dans la combe de la Courerie (10). Situé à une altitude encore élevée (950 m. en moyenne), il se prolonge en direction du Nord-Ouest, vers La Fayarde, où il sert de socle aux étranges sommets pyramidaux du Crêt de Pont et de Japaloup, que nous examinerons plus loin ; il continue vers le Nord le plateau étroit du Bois de Cernay et peut être facilement raccordé aussi, par delà le vallon monoclinal de la Chartreuse, étroit et peu creusé, au plateau de Chariot précédemment étudié ; comme ces derniers aplanissements il représente bien un lambeau de surface d'érosion haut perché et à peu près figé car il recoupe les différents étages du Bathonien et du Bajocien redressés vers l'Est.

Mais le type même des grandes surfaces aplanies de la partie Ouest du massif de Portes est représenté par le plateau du Signal de Souclin (fig. 21, ph. 17). Il s'agit d'un plateau de forme grossière-

(10) 1/20.000°, Belley n° 1.

rement rectangulaire qui se dresse au Nord-Est de Souclin et Soudon et a pour limites au Sud le plateau qui porte ces derniers villages, à l'Ouest et au Nord la dépression de Fay et la combe Keupéroliasique qui se recourbe de Fay à Japaloup, tandis qu'à l'Est il est borné par les hauteurs du Crêt de Pont, de Taporal et du mont d'Argironne. Assez ondulé et peu cultivé, le plus souvent couvert de friche et de taillis, il s'abaisse du N.-E. au S.-W., passant de 820 m. environ à 740 m., et est en outre échancré sur son bord méridional par de nombreux ravins remontant du plateau de Souclin; l'un d'eux, vers le Molard de la Chambre, permet à la route du col de Portes de l'escalader, non sans peine d'ailleurs. Ce talus méridional, très raide, est en effet un escarpement de faille à facettes triangulaires caractéristiques qui correspond à une fracture souvent masquée par les éboulis ou les placages glaciaires, mais de rejet important, puisqu'elle abaisse le Bajocien de 200 à 250 m. vers le Sud-Ouest. La nature de ce plateau est assez évidente pour qui regarde le dispositif des terrains. Il ne s'agit pas seulement d'une structure monoclinale rigide avec pendage vers le Sud-Ouest; les couches y dessinent un synclinal très net qui permet au Bathonien d'affleurer au centre du plateau: or, rien de tout cela ne se marque dans la surface topographique qui est régulièrement inclinée vers le Sud-Ouest et recoupe ces ondulations. Nous sommes donc bien en présence d'un plateau d'érosion déformé par des mouvements postérieurs à son élaboration ou au moins au début de son façonnement.

Cette interprétation se trouve, semble-t-il, confirmée par ce qui se passe au Nord du plateau: il paraît évident que l'anticlinal vigoureux, peut-être diapir, de Fay-Japaloup a été raboté par une surface d'érosion, avant d'être assez profondément évidé en une combe sans doute déblayée par une remontée d'érosion pliocène à partir de la vallée de Vaux-Fevroux; dès lors on ne peut manquer de penser qu'il s'agit du prolongement septentrional de la surface d'érosion du plateau du Signal de Souclin, qui a disparu ici du fait de l'exaltation du plissement et de l'érosion très active qui s'en est suivie. Il faut toutefois exclure de cet aplanissement quelques formes qui reflètent encore directement le dispositif structural, telles que la pointe occidentale du plateau à peu près calquée sur le Bajocien dur, les crêts de la bordure Nord, comme le Signal de Souclin, qui dominent la combe triasique et correspondent à des zones où le Bajocien est fortement redressé vers le Nord-Est et aussi le mont d'Argironne, à l'extrémité orientale, qui est vraiment un mont reflétant la voûte anticlinale bajocienne; l'abaissement d'axe de l'anticlinal de Fay-Japaloup explique la terminaison de la combe triasique et la conservation de l'accident structural. Il faut en outre mettre à part quelques sommets isolés et pointus qui, tel le Molard Michel (878 m.), dépassent nettement le niveau du plateau et ne semblent pas dépendre du dispositif des terrains: ils seront étudiés plus loin. Mais sauf ces quelques formes, l'ensemble du plateau du Signal de Souclin représente bien un fragment de surface d'érosion ayant sans doute une origine lointaine, isolé par des cassures, formant transition entre les aplanissements élevés voisins de la Chartreuse de Portes et le plateau des villages de Souclin et Soudon.

A ce système des hautes surfaces témoins d'anciennes phases d'érosion peut-être faut-il rattacher enfin le plateau du Chêne de Suermes au Sud-Est de Saint-Rambert (11). Dominant la vallée de Blanaz et plus encore les pentes douces modelées dans l'Oxfordien qui descendent vers Argis et la vallée de l'Albarine, il est échancré au Nord, à la cluse de l'Ermitage, par une ébauche de combe dont les versants ont été affouillés par l'érosion partie de la cluse des Hôpitaux. A 800 m. d'altitude environ, large d'un kilomètre et allongée du N./N-W. au S./S.-E. sur trois kilomètres, le plateau paraît bien tronquer la voûte de l'anticlinal à noyau bajocien auquel il correspond; la large surface aplanie qu'il constitue ne s'accorde pas en effet avec les pendages des terrains. Sur la bordure occidentale, elle recoupe à la fois le Bathonien et le Bajocien redressés vers l'Est: le ressaut topographique est situé à l'Ouest de la ligne de contact des deux couches. Sans doute est-on ici encore en présence d'un fragment déformé (l'inclinaison est sensible vers l'Ouest) d'anciennes surfaces maintenant morcelées. Toutefois, la largeur de l'affleurement de Bajocien supérieur dur incite à la prudence: le dégagement, sur des étendues appréciables, de surfaces structurales n'est nullement exclu.

A côté de ces surfaces aplanies élevées dont l'altitude dépasse 750 m., il existe dans le secteur Nord-Ouest du massif de Portes des plateaux nettement plus bas qui se tiennent aux environs de 600 m. et constituent les sommets de cette région: ce sont, au Sud de Torcieu, le plateau de Dorvan (590/600 m.) et, plus à l'Ouest encore, les aplanissements du Gier, de la Montagne de Collovergne (624 m.) et de l'Alinta, celui-ci prolongé par le long promontoire du Bois de la Battière de Grener (12). C'est leur altitude, nettement inférieure à celle des hautes surfaces de l'intérieur, qui pose un problème, surtout en ce qui concerne le plateau vraiment très abaissé de Dorvan; ils n'occupent pas en effet une position plus extérieure par rapport au Dôme de Portes que le plateau du Signal de Souclin et pourtant ce dernier est beaucoup plus élevé. Il s'agit bien néanmoins de plateaux d'érosion. Si l'on peut en effet avoir des doutes pour les secteurs d'Arpézieux et du Bois de la Battière de Grener où le Bajocien inférieur dur s'étale largement et paraît subhorizontal, il n'en est pas de même des autres plateaux: celui de Dorvan recoupe de façon très visible les ondulations qui font réapparaître plusieurs fois les étages du Bajocien et du Bathonien; le même phénomène se produit sur la Montagne de Collovergne, où, de plus, une dislocation N.-W./S.-E. à grand rejet se trouve nivelée. Comme les aplanissements déjà étudiés, ces plateaux sont ondulés et supportent parfois des mamelons qui dépassent leur altitude générale, comme celui que l'on aperçoit immédiatement au Nord du hameau de Dorvan et surtout comme la hauteur d'Arpézieux nettement plus élevée (692 m.); comme eux aussi, ils sont karstifiés, sillonnés de vallées sèches, tel-

(11) 1/80.000^e, Nantua, S.-O.

(12) 1/80.000^e, Nantua S.-O.

les celles du plateau de Dorvan, suspendues au-dessus du cirque de Torcieu, et criblées de dolines.

Mais un élément nouveau et original apparaît ici : c'est la présence de vastes dépôts d'argiles de décalcification qui masquent souvent la roche en place et sont identifiées par le signe « Ad » sur la carte géologique (feuille de Nantua) ; de couleur ocre et d'épaisseur assez considérable ainsi que l'on peut s'en rendre compte dans des ravins situés au Nord du Mont Falcon, ces argiles témoignent de l'existence d'une évolution karstique intense, qui ne saurait se situer entièrement dans la période post-quaternaire, étant donné leur épaisseur et la superficie qu'elles occupent. Or, comme nous le verrons, le climat le plus favorable, au cours des ères géologiques révolues, à une intense karstification semble bien avoir été le climat pliocène, caractérisé par une phase de type subtropical à forte chaleur et brèves et violentes averses séparées par de longues périodes de sécheresse. Aussi soupçonne-t-on ici que l'érosion karstique pliocène a été particulièrement importante et que les anciens aplanissements pré-pontiens ont dû être fortement remaniés et abaissés pendant cette période, à l'exception peut-être de quelques sommets demeurés plus élevés : plus encore que dans d'autres régions du massif de Portes, nous n'aurions en somme sous les yeux qu'une surface très dérivée des aplanissements pré-pontiens. Nous retrouverons ce problème quand nous essaierons de reconstituer l'évolution morphologique du massif de Portes.

Il convient de signaler enfin un autre trait du relief de ces aplanissements élevés. On observe ici et là de légères entailles qui recreusent faiblement les plateaux : il s'agit de rainures étroites et peu profondes, isolées et suspendues au-dessus des rares vallées drainées ; aucun écoulement régulier ne les parcourt plus et elles sont le plus souvent karstifiées et fragmentées en une série de dolines ou de dépressions fermées de plus grande ampleur, même lorsqu'il existe en surface un revêtement argileux. Parfois ces entailles sont modelées dans des couches marneuses plus tendres et plus imperméables et peuvent être assimilées à des combes, en général monoclinales, étant donné la structure particulière de chaque compartiment faillé : tel est le cas du vallon qui abrite la Chartreuse de Portes (ph. 15), combe oxfordienne à peine creusée sous le plateau de Chariot et suspendue au-dessus de la gorge profonde du ruisseau de la Louvatière qui rejoint la Caline à hauteur de Conand du Bief Carré, la combe se prolongeant un moment sous forme de replat sur la rive droite de ce torrent. Tel est le cas aussi de la dépression de La Courerie, combe oxfordienne elle aussi, qui est creusée au Sud du Crêt de Pont en contre-bas du plateau de La Fayarde, mais est littéralement suspendue au-dessus de la gorge profonde du Rhéby dont l'érosion régressive travaille à la démanteler, comme on peut fort bien l'observer au N.-W. de La Courerie ; cette combe se prolonge par le vallon de Janvay qui s'abaisse régulièrement vers le Sud-Est de 780 à 700 m, et est lui aussi séparé de la profonde vallée de la Pernaz par un très net ressaut topographique à hauteur de la source du ruisseau de Gotarelle (ph. 13).

Parfois ce sont les plateaux calcaires eux-mêmes qui sont faiblement recreusés par des vallées sèches transformées en chapelets de dolines: ainsi se présente la Combe du Maitant suspendue au-dessus du ravin de la Caline supérieure et utilisée par la route de Charvieux au col de Portes, entre le Signal de Portes et La Grande Bête, ou encore les nombreuses vallées sèches criblées d'entonnoirs du plateau de Confrêne, dont tout un réseau paraît converger au-dessus du village d'Arandaz. De toute façon, ces entailles peu profondes sont des formes séniles nettement isolées des profondes vallées actuellement drainées et qui paraissent constituer un monde à part, ayant fait l'objet d'une évolution toute différente; il ne saurait être question de leur attribuer la même origine. Peut-être représentent-elles des témoins de très anciennes morsures d'érosion au sein de ces hautes surfaces, morsures qui auraient été désorganisées et asséchées à la suite du soulèvement majeur du massif et dont l'évolution normale, remontant au moins en partie à la période pré-pontienne, aurait été arrêtée: d'où l'aspect figé du relief.

Ces faibles entailles ne sauraient néanmoins faire oublier le trait essentiel de la région de Portes, qui est la lourdeur et l'aspect massif du relief. En outre, l'observation d'ensemble depuis les hauteurs dominant au Nord Saint-Rambert ou encore depuis les sommets du Molard-de-Don révèle l'existence d'un soulèvement en dôme, d'une sorte de gauchissement d'une ancienne surface (fig. 21, ph. 16). Le fait est surtout sensible dans la partie centrale proche du Calvaire de Portes: quand on contemple cette région, depuis le Crêt de Pont par exemple, on est frappé par l'allure de massif, aplani et gauchi à la fois vers l'Est et l'Ouest qu'elle présente; il n'est pas besoin de beaucoup schématiser pour reconstituer une ancienne surface déformée en dôme: de nombreux éléments de plateaux inclinés vers l'Est ou l'Ouest sont là pour étayer cette reconstitution. On a l'impression très vive de retrouver par delà les blocs basculés et plissés qui sont l'œuvre des mouvements pontiens, les surfaces aplanies plus anciennes que n'aurait pas réussi à effacer le dispositif faillé et localement ondulé datant du Pontien, ce qui confirme l'importance du soulèvement d'ensemble et la primauté des mouvements du socle profond sur les accidents de la couverture sédimentaire. Dans les parties plus extérieures du massif telles que les plateaux d'Arandaz, du Signal de Souclin ou de Dorvan, les cassures plus importantes ont interrompu le gauchissement et il est plus difficile de reconstituer les anciennes surfaces qui ont été fragmentées, fortement dénivelées et sans doute remaniées par une phase d'érosion ultérieure. Mais cela ne saurait effacer l'allure en dôme et les formes lourdes que le massif de Portes semble avoir héritées, par delà les bouleversements pontiens, d'un lointain passé.

Il nous reste à parler d'une troisième catégorie de formes du relief: les sommets isolés, escarpés et pointus qui se dressent curieusement ici et là au-dessus des plateaux. Par comparaison avec ces derniers ce sont des formes qui tiennent fort peu de place en ce qui concerne la superficie; on soupçonne en revanche qu'elles sont très importantes pour l'interprétation de l'évolution du massif; aussi a-t-il paru légitime de leur consacrer une étude spéciale.

Une description du massif de Portes qui ne mentionnerait que les plateaux, les crêts et le léger relief en creux qui s'esquisse par endroit serait en effet incomplète. Que l'on se trouve au centre ou sur les bordures du massif on ne peut manquer d'avoir l'œil attiré par la présence de buttes coniques ou trapézoïdales, aux versants raides, qui semblent posées sur les plateaux comme sur un piédestal, au point d'évoquer l'idée de reliefs postiches: n'était l'absurdité d'une telle hypothèse dans cette région bugiste, on serait presque tenté de croire à des cônes volcaniques. L'égale raideur de tous leurs versants, leur forme en général régulière distinguent nettement ces buttes des simples crêts qui comportent toujours un élément de dissymétrie et d'autre part leur situation interdit d'y voir des barres. Ces buttes singulières, déjà signalées par M. Cholley [90] qui les avait qualifiées de « monadnocks juchés sur les anticlinaux », pourraient bien être en effet des témoins isolés, les seuls témoins authentiques peut-être, des anciens aplanissements pré-pontiens, qui, ailleurs, auraient été retouchés et plus ou moins abaissés. Nous aborderons de nouveau ce problème plus loin et essaierons de préciser la signification de ces sommets curieux. De toute façon rien de pareil n'existe dans le Molard-de-Don et l'on peut dire que ces buttes constituent à coup sûr l'élément le plus original du relief du massif de Portes.

Les plus caractéristiques et aussi les plus élevés de ces sommets, à la fois absolument et relativement aux plateaux environnants, ce sont les hauteurs du Crêt de Pont (1.069 m.), point culminant de tout le massif, et de Japaloup (13) : nous sommes ici dans la région la plus élevée, la plus sauvage et la plus difficile à pénétrer, qui constitue comme le nœud orographique de tout le secteur, d'où divergent à la fois des crêtes multiples, comme le Mont Falcon, le Mont d'Argironne, et les sommets situés entre Clézieu et Le Vachat, et les vallées profondes du ruisseau de la Gorge au Nord-Est, de la combe à Billet à l'Ouest et du Rhéby au Sud.

Quand, abandonnant la route de Souclin à la Chartreuse à hauteur de La Courerie, on se dirige vers le Nord-Ouest, on traverse d'abord, vers 930 m., un étroit plateau dominant la gorge du ruisseau de la Louvatière et déjà signalé dans l'étude des aplanissements d'ensemble; mais on est surpris de voir se dresser bientôt sur ce socle une hauteur de forme trapézoïdale dont tous les versants sont très raides à gravir: c'est le Crêt de Pont, auquel d'ailleurs aucun chemin n'accède car il est tout entier boisé et son sommet ne procure aucune échappée (fig. 21, ph. 25). Ce terme de crêt paraît impropre car si les terrains, le Bajocien en l'occurrence, sont bien redressés vers l'Ouest, si le versant occidental peut répondre à la définition normale d'un abrupt de crêt opposé au pendage des couches et doublé d'un escarpement de faille, comment expliquer le caractère tout aussi escarpé du versant oriental et l'allure pointue du sommet? Aucune dissymétrie, habituelle au relief de crêt, n'apparaît dans tout cela. A la vérité, il semble bien que l'on soit en présence d'un

sommet respecté par l'érosion qui a peu à peu abaissé les plateaux voisins et, menant l'attaque de tous les côtés à la fois, rongé ses versants et qui l'a réduit à l'état de témoin amenuisé d'une surface plus ancienne et plus élevée. Celle-ci a pu être d'ailleurs fortement déformée par des mouvements orogéniques; mais cette éventualité, très vraisemblable, ne saurait s'opposer à notre interprétation des faits car le sommet du Crêt de Pont est trop exigü pour que l'on puisse y relever la trace d'une pareille déformation.

Les mêmes traits caractérisent la cote 1017 située immédiatement au Nord-Est du Crêt de Pont et que l'on aperçoit fort bien du pilier signalé à l'extrémité Nord du Crêt: il s'agit seulement ici d'une butte plus exigüe et moins élevée, de forme conique, aux versants très raides et qui semble elle aussi posée sur le plateau comme sur un socle. Enfin au delà de la profonde dépression du Champ, occupée par un petit étang dont le ruisseau de la Gorge est l'émissaire, se dresse, vers 930 m., la butte trapézoïdale de Japaloup qui domine non seulement la gorge du ruisseau, mais aussi le plateau de 800 m. environ dénommé « Le Plat du Mont » et séparant Clézieu de la vallée de la Caline. Dans l'un et l'autre cas les données de la structure et de la tectonique ne sauraient expliquer la présence de ces hauteurs isolées et escarpées qui paraissent réellement « juchées sur les anticlinaux »: le cas est particulièrement net pour Japaloup qui est escarpé sur tous ses versants et non pas seulement du côté de la faille orientale et qui est comme posé sur la voûte anticlinale de Bajocien. Ces sommets isolés, situés dans la région la plus massive du secteur de Portes, paraissent donc bien répondre par tous leurs aspects à la définition de monadnocks.

Il en est de même sans doute de buttes plus exigües et moins élevées que l'on rencontre non loin de là sur le plateau du Signal de Souclin (14). Ce plateau incliné vers le Sud, déjà examiné auparavant, est surmonté en certains points, par des buttes de forme conique qui dépassent nettement son altitude générale. Il ne s'agit pas bien entendu des crêts de la bordure septentrionale modelés dans les terrains durs du Bajocien redressé, tel que le Signal de Souclin (818 m.) ou les cotes 822 et 843, non plus que de la voûte substructurale du Mont d'Argironne, déjà exclus de la surface d'érosion d'ensemble. Outre ces sommets dérivés directement de la structure, il existe, vers le Nord-Est, des buttes pointues et escarpées qui se distinguent des simples crêts par leur absence de dissymétrie et leur isolement: tel paraît être le cas du Molard Michel (878 m.), bien dégagé au-dessus du plateau et auquel le langage populaire a justement attribué un nom particulier, comme s'il reconnaissait son caractère singulier: tel est aussi le cas sans doute de la cote 860 située immédiatement à l'Est du Molard Michel. Sans doute ces buttes n'ont-elles pas les dimensions ni l'altitude relative du Crêt de Pont ou de Japaloup; sans doute surtout sont-elles beaucoup moins élevées absolument que ces deux sommets. Mais il ne faut pas oublier d'une part qu'une fracture importante les sépare de la région

orientale et que la surface d'érosion ancienne, si elle existe, a été considérablement abaissée en direction de l'Ouest, ce qui expliquerait l'altitude inférieure de ses témoins, et que d'autre part l'érosion récente, plus intense sur la bordure du massif que dans la région centrale, a pu amenuiser davantage les restes d'anciens aplanissements. Ainsi, en dépit de leurs caractères un peu différents, ces buttes paraissent-elles bien appartenir à la même catégorie de formes, reliques d'un lointain passé morphologique.

Enfin, dans d'autres secteurs éloignés du massif de Portes, on rencontre quelques sommets qui semblent se rattacher à ce même système de formes. On peut citer d'abord la colline régulière d'Arpézieux (15), située sur la bordure occidentale au N.-W. de Fay; nous avons vu en effet qu'avec ses 692 m. elle domine nettement les plateaux de 600-620 m. qui s'étendent au Sud du débouché aval de la Cluse des Hôpitaux; comme aucun accident structural ne paraît expliquer sa présence, il est possible d'y voir un reste de surfaces d'érosion plus anciennes, respecté par les remaniements qui ont affecté et abaissé les plateaux du Nord-Ouest. Il en est de même sans doute de la hauteur conique qui se dresse au Nord du hameau de Blanaz et au Sud-Est de Saint-Rambert; il y a là un sommet étrangement isolé et régulier, couronné d'un chapeau de Rauracien et cerné de pentes concaves très raides qui contrastent avec la mollesse des formes du relief modelées dans l'Oxfordien marneux environnant. Rien dans le dispositif structural ne peut justifier la présence de cette butte conique: les terrains sont en effet sensiblement horizontaux à cet endroit et d'ailleurs tous les versants sont également escarpés; quand à l'aspect de fossé effondré qui caractérise ce compartiment, il ne peut qu'expliquer la conservation de ce sommet et du paquet de Rauracien qui le coiffe et rien de plus. On est ainsi tenté d'y voir un lambeau très amenuisé et abaissé des anciens aplanissements. Enfin peut-être doit-on ranger parmi ces formes témoins un sommet grossièrement circulaire situé au Nord-Ouest du hameau d'Indrieu et modelé dans le Bajocien (16); les terrains sont inclinés vers l'Ouest et pourtant c'est de ce côté que se trouve le versant le plus abrupt, ce qui tendrait à montrer que le dispositif structural a peu d'influence sur la topographie. Les faits sont cependant ici moins nets et moins probants.

Tels sont les aspects et la répartition de ces sommets isolés qui sont comme surajoutés aux plateaux du massif de Portes. Nous avons vu que rien de pareil n'existait dans le Molard-de-Don et dans la majeure partie du Bugey. Si l'on veut toutefois trouver des éléments de comparaison, c'est dans la région comprise entre Cerdon et Saint-Rambert, dans l'arrière-pays immédiat d'Ambérieu, qu'il faut les chercher. On peut en effet rapprocher des hauteurs isolées de Portes les sommets trapézoïdaux qui apparaissent à l'Ouest de Corlier, près de la « reculée » du Veyron et de la vallée du Bief de Fougé, et recourent en biseau des couches très diverses (fig. 22).

(15) 1/80.000°, Nantua, S.-O.

(16) 1/80.000°, Nantua, S.O.

Sans doute s'agit-il, là-bas aussi, de quelques rares témoins authentiques de très vieilles surfaces.

Il convient maintenant de rassembler les faits et de tenter une reconstitution de l'évolution qu'a subie la région au cours des périodes géologiques passées.

Si l'on met à part un bref épisode probable d'émersion à la fin du Jurassique que révèle la présence d'un conglomérat et de fossiles d'eau douce dans le Purbeckien, mais qui est évidemment sans influence réelle sur le relief actuel, le point de départ de l'évolution morphologique peut être fixé aux premiers mouvements qui se sont produits à la fin du Secondaire peut-être, au début du Tertiaire sûrement, et qui ont amené l'émersion définitive de cette bordure occidentale du Jura du Sud. Il est à noter d'ailleurs qu'aucun affleurement de Crétacé n'est observé entre la région d'Innimont dans le Molard-de-Don et les environs de Cerdon, à l'exception toutefois d'un lambeau minuscule de Valanginien signalé dans la partie orientale du plateau de Confrêne, au-dessus de la Cluse des Hôpitaux. Il est donc possible, mais non certain, que les mouvements d'émersion aient été plus précoces dans cette région occidentale et que les mers crétacées n'aient pas recouvert une partie de ce secteur, ce qui aboutirait à reculer dans le temps le début de l'évolution subaérienne. Ce qui est sûr en tout cas, c'est que dans le massif de Portes le soulèvement remontant à cette époque lointaine a été plus important que dans le Revermont, le Molard-de-Don et même dans une certaine mesure, l'arrière pays immédiat d'Ambérieu.

On n'en veut pour preuves que deux faits. On constate d'une part ici l'apparition, sur de vastes étendues, de couches relativement anciennes, Trias, Lias et Bajocien, ce qui ne peut se justifier que par une phase d'érosion très active au cours de laquelle ont été déblayés les terrains plus récents et ce qui oblige par suite à concevoir non seulement une attaque menée pendant une assez longue période, mais aussi un volume montagneux assez important pour surexciter l'érosion. D'autre part, si l'on observe les nombreuses failles qui disloquent les terrains, on remarque l'importance prise par les directions armoricaines N.-W/S.-E. dans le massif de Portes comme dans le Molard-de-Don, en regard de la prédominance des failles N./S. dans le Haut-Bugey, le Revermont et même l'arrière-pays immédiat d'Ambérieu, ce qui différencie les deux secteurs que sépare la Cluse des Hôpitaux. On a peut-être ici une preuve de l'importance des mouvements antérieurs à l'effondrement du sillon séquano-rhodanien et au soulèvement de la bordure Ouest du Jura caractérisés par des dislocations N./S., donc antérieures à l'Oligocène; alors que les autres régions au Nord et au Sud restaient encore immergées, le massif de Portes devait déjà se comporter comme un bloc soulevé au-dessus des eaux. Dès cette époque lointaine, on peut ainsi déceler l'influence très nette des mouvements du socle profond qui apparaît fragmenté en blocs rigides, jouant les uns par rapport aux autres; ce sont ces jeux de blocs et ces cassures qui localiseront désormais les plis ultérieurs et en détermineront les complications. La minceur de la couverture sédimentaire et la proximité du socle ancien, par suite de l'influence qu'il a pu exercer sur

la tectonique de la région, sont attestées par le sondage de Torcieu qui a rencontré à 591 m. seulement en profondeur le houiller plissé, attestant la prolongation souterraine du bassin houiller du Bas-Dauphiné.

Les mouvements de cette époque très reculée semblent ainsi s'être traduits plus par une surrection verticale que par des plissements véritables. De toute façon, ils ont été d'assez grande ampleur et l'émersion d'un bloc de dimensions appréciables a exacerbé l'érosion : c'est alors qu'a dû commencer le déblaiement de la masse considérable de terrains que représentent le Crétacé, — du moins ce qui avait été abandonné par les mers —, tout le Jurassique supérieur et une bonne partie du Jurassique moyen ; un tel déblaiement suppose une action menée pendant une très longue période. Ainsi s'est élaborée une surface d'érosion éocène aux dépens du Crétacé et du Jurassique supérieur au moins, surface extrêmement importante, car si, comme nous le verrons plus loin, elle n'apparaît plus à l'état originel dans les aspects du relief actuel, elle a exercé une influence profonde sur toute l'évolution morphologique ultérieure et certains sommets lui doivent peut-être plus de traits qu'on ne saurait penser. C'est par là que se marque la différence entre les secteurs de la zone occidentale du Bugey, comme le massif de Portes, et la moitié Est du Jura méridional, où souvent il n'y avait pas alors d'émersion des terres et où, en tout cas, les surfaces d'érosion ou plus souvent d'abrasion façonnées à cette époque n'ont exercé dans l'ensemble aucune influence sur la morphologie actuelle.

Que se passa-t-il ensuite à l'Oligocène et au début du Miocène ? D'après l'examen des dépôts de bordure de la Bresse et de la plaine de l'Ain on peut conjecturer que des mouvements se sont produits à l'Oligocène (Aquitarien) et au Miocène (Vindobonien). Ces deux étages sont en effet caractérisés par des conglomérats, parfois bréchiques pour l'Aquitarien comme à Douvres, au N. E. d'Ambérieu, et par des dépôts grossiers qui indiquent des mouvements de surrection proches et accentués. En outre, si l'on se réfère à ce qui s'est passé à cette époque dans le Jura comtois et qui a été mis en lumière par M. Glangeaud et ses élèves [23, 26], on peut admettre que, dans le Bugey aussi, le soulèvement oligo-miocène a été accompagné d'un plissement lâche, beaucoup moins intense que les plis que nous avons sous les yeux. L'Oligocène a été, rappelons-le, l'époque de l'effondrement du sillon séquano-rhodanien dont la surrection de la bordure Ouest du Jura était en somme la contre-partie.

Mais, dans le massif de Portes, il ne semble pas que ces mouvements oligo-miocènes aient été aussi intenses que dans le Revermont, le Vignoble ou même, plus près de là, la région d'Ambronay et Jujurieux, et qu'ils aient revêtu l'importance des bouleversements éocènes : on constate en effet que dans le secteur de Portes les accidents Nord-Sud sont relativement peu nombreux par rapport aux failles N.W./S.E. Les anciennes directions armoricaines ont pu certes rejouer à l'Oligocène. Il y a peut-être là néanmoins une indication : il est fort probable que le massif de Portes, déjà très soulevé à l'Eocène, ait été en revanche peu affecté par la surrection oligocène des bordures du sillon rhodanien et ait connu en somme

une évolution tectonique inverse de celle des régions plus septentrionales. C'est seulement à son extrémité Nord-Ouest vers Beltant et Vaux-en-Bugey que l'on rencontre des dislocations Nord-Sud de quelque importance : il n'est pas interdit de penser que ces fractures font la liaison entre la bordure du Jura vers Ambronay et le bord occidental du plateau de Crémieu, marquant ainsi la vraie limite orientale du sillon effondré.

L'effet de ces manifestations tectoniques sur l'évolution morphologique a consisté évidemment en dislocations et déformations des aplanissements éocènes ; toutefois, étant donné ce qui vient d'être dit, ces déformations n'ont pas dû se produire sur une grande échelle. On peut sans doute concevoir l'évolution oligo-miocène du massif de Portes comme une série de retouches et de remaniements répétés, mais de faible ampleur, les plans d'érosion des phases successives d'aplanissement se trouvant peu différents les uns des autres et les diverses attaques combinant presque leur action pour donner finalement naissance à une surface polygénique. Il est possible en effet de déceler une phase d'attaque aquitanienne qui a commencé à remanier et recreuser les surfaces éocènes et a donné naissance à des dépôts continentaux grossiers dont les éléments sont empruntés le plus souvent au Jurassique : on a vu que, sur la bordure Nord-Ouest du massif de Portes, entre Lagnieu et Saint-Sorlin-en-Bugey, on rencontre un de ces lambeaux d'Aquitaniens, attestant la réalité de cette période de creusement. On peut aussi identifier avec sûreté une surface d'érosion post-vindobonienne fossilisée par les dépôts conglomératiques du Pontien ; cette surface apparaît près de Beltant où le Pontien est bien représenté ; mais, sans traverser la vallée de l'Albarine, on rencontre des lambeaux de Pontien sur le versant Nord de la vallée du Buisin à l'Est de Vaux-en-Bugey. On peut concevoir que les mouvements vindoboniens, dont on peut reconnaître l'existence dans d'autres régions par suite du caractère grossier des dépôts, ont déclenché dans le massif de Portes une reprise de l'érosion qui s'est attaquée aux surfaces antérieures et les a remaniées. L'absence de Burdigalien dans le secteur ne permet pas d'affirmer avec certitude qu'il y a eu entre les deux phases précédentes des mouvements de faible ampleur, comme c'est le cas ailleurs ; mais le fait est très possible.

En tout cas cette époque est bien caractérisée par une série de mouvements de faible ampleur déclenchant des vagues d'érosion limitée et par des réajustements incessants de la surface éocène ; ce sont ces divers processus, ces combinaisons d'attaques différentes qui ont élaboré les aplanissements complexes et polygéniques pré-pontiens. Bien que ceux-ci ne soient, dans l'ensemble, plus sensibles dans les traits actuels du paysage, ils n'en sont pas moins fort importants en ce sens qu'ils ont été le point de départ de toute l'évolution morphologique postérieure au Pontien et ont en quelque sorte déterminé les lignes générales du relief actuel, son caractère lourd et massif, et la prédominance des formes tabulaires. En outre il est fort possible qu'ils apparaissent encore à nos yeux, à peine retouchés, en quelques points privilégiés. Si en effet les bouleversements du Pontien ont disloqué les anciennes surfaces et provoqué



Photo 17

Formes étagées et faillées de la bordure Ouest du Massif de Portes. En contre-bas, plateau de Souclin-village. Au-dessus de l'escarpement de faille, plateau du Signal de Souclin. Au fond, nouvelle dislocation et aplanissements de la zone centrale, dominés par le crêt de Pont.



Photo 18

Vue prise de la Croix Jean-Jacques (bordure Est du Retord) vers l'Est. En contre-bas du grand talus, flexure du Retord (premier plan), bloc effondré de la Michaille avec Bellegarde (fumées) et plan d'eau de Génissiat. Au fond, à gauche, le Grand-Crédoz. Au centre, la cluse de Fort-l'Ecluse, avec en avant le grand complexe morainique de Lancrans-Ballon ; à droite, le Vuache que termine à droite, après la cluse du Fornant, le Mont de Musièges, dont la dissymétrie est inverse.

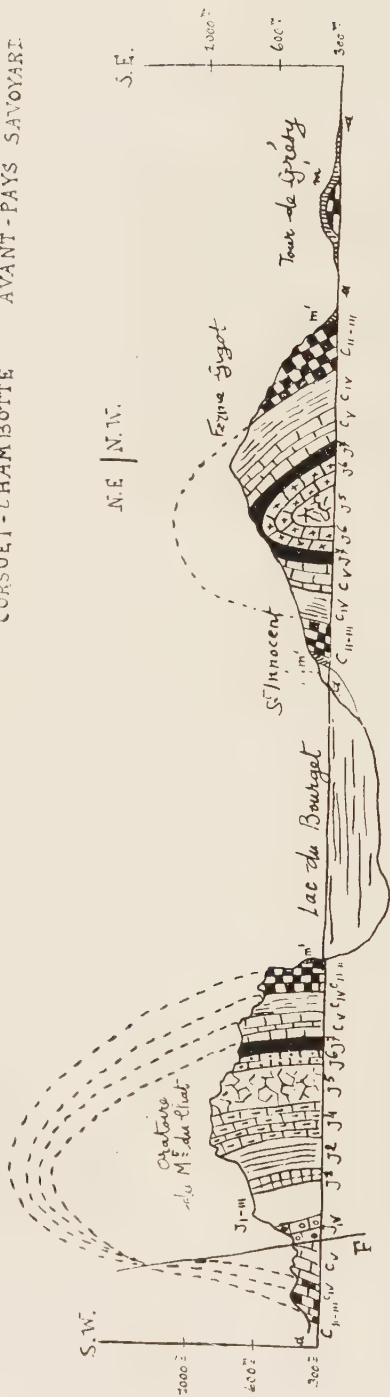


Fig. 18. — Coupe du N.O. du Col du Chat à la Tour de Grésy. Auge glaciale du Lac du Bourget, encadrée par l'anticlinal très exalté et déversé vers l'Ouest du Mont-du-Chat et l'extrémité Sud de l'anticlinal plus simple et moins élevé Du Gros-Fourg-Corsuet, Echelle des hauteurs = 1 : 50 000. Echelle des longueurs = 1 : 40 000 (d'après M. H. Vincienne).

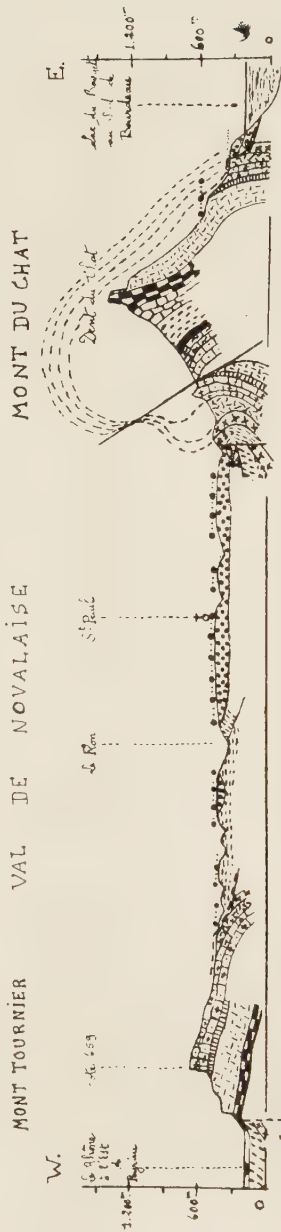


Fig. 19. — Coupe du Rhône (Est de Peyrieu) au lac du Bourget (Sud de Bourdeau). A l'Ouest, masse dissymétrique du Mont Tournier buttant par faille (ou flexure) contre le bassin de Belley ; à la base du versant Est, traces déformées de la surface aquitano-burdigalienne. Au centre, val molassique de Novalaise, où l'on repère un niveau fin-pliocène. A l'Est, anticlinal très exalté et dissymétrique du Mont-du-Chat, déversé sur le synclinal de Novalaise. Noter, au pied du versant Ouest, les barres correspondant aux couches de res subverticales de l'enracinement du flanc inverse. Relief hardi de la Dent de la Vierge, niveaux plio-quaternaires du versant Est recoupant une surface aquitano-burdigalienne très déformée. Echelle des hauteurs = 1 : 80 000. Echelle des longueurs = 1 : 40 000.

une reprise d'érosion qui les a fortement remaniées, abaissées, et a effacé le plus souvent leur aspect originel, peut-être est-il légitime d'en voir des témoins authentiques dans ces étranges buttes isolées, de forme conique ou trapézoïdale, qui dominent ici et là les plateaux : nous avons vu que le dispositif structural n'explique pas la présence de ces sommets juchés sur les voûtes du massif de Portes ; dès lors on peut les considérer comme des monadnocks représentant des lambeaux des aplanissements pré-pontiens. Si, comme nous l'avons constaté, l'altitude de ces sommets isolés présente des différences sensibles suivant les lieux, le fait s'explique aisément par l'apparition ultérieure des dislocations pontiennes de grande amplitude qui ont forcément dénivélé les fragments de surfaces anciennes.

Ici comme dans le reste du Bugey et même du Jura tout entier, le Pontien a constitué la période des grands bouleversements, la phase majeure des plissements jurassiens. N'est-ce pas tout près de là, à Bettant, que l'on trouve dans le Pontien « des conglomérats à énormes blocs calcaires et cailloux burinés » (17) qui indiquent de manière évidente la réalité d'une puissante érosion, donc de mouvements du sol intenses très proches ? Ces mouvements se sont d'abord traduits dans le massif de Portes par une surrection des aplanissements que les diverses phases d'érosion précédentes avaient dû ramener assez près du niveau des mers molassiques. Mais, contrairement à ce qui s'est passé dans le Molard de Don, cette surrection n'a pas été accompagnée par un mouvement de bascule net de l'Est vers l'Ouest ; l'ensemble du massif a plutôt été affecté d'une déformation en dôme dont le point culminant se situe, semble-t-il, dans les environs du Crêt de Pont, et du Signal de Portes, avec gauchissement très sensible vers l'Est et vers l'Ouest à partir de cet axe (ph. 16).

En outre la phase orogénique pontienne a eu comme effet, dans le détail, de fragmenter les terrains déjà largement érodés. Sur les anciennes fractures provenant des jeux du socle, les complications se sont localisées, comme cela s'est produit partout dans le Jura [19, 23, 26], non seulement les déversements et charriages de la région de Vaux-en-Bugey déjà envisagés, mais aussi les plis-failles de l'intérieur du massif. De plus dans la plupart des compartiments faillés les mouvements pontiens ont déterminé l'apparition d'une structure monoclinale avec pendage général vers l'Est/Nord-Est, faisant réapparaître à plusieurs reprises la même succession de terrains. Mais cela n'exclut nullement la présence d'ondulations et même de plissements qui atténuent la rigidité de ces mouvements de bascule et témoignent d'une structure plus souple que dans le Molard-de-Don. Tout se passe bien comme si des plissements s'étaient esquissés et avaient « raté » du fait de la proximité du socle rigide et de la minceur de la couverture sédimentaire.

Il nous reste maintenant à voir quelles ont été les conséquences de ces mouvements pontiens sur l'évolution morphologique du

(17) Notice de la carte géologique au 1/80.000*, feuille de Nantua (2^e éd.).

massif et en quoi a consisté celle-ci depuis la fin du Miocène. Les effets du plissement pontien ont été divers et parfois de nature différente suivant les lieux.

Il y a eu d'abord fragmentation des aplanissements antérieurs et apparition dans certains secteurs de plateaux étagés conservant de nombreuses traces des phases d'érosion pré-pontiennes, séparés par des failles simples ; ce phénomène s'est surtout produit dans les régions du massif de Portes où la structure rigide, tabulaire ou simplement monoclinale, l'emporte sur la structure ondulée ou même plissée, là où les mouvements pontiens se sont traduits plus par des surrections subverticales, des jeux de compartiments, que par des plis. On conçoit fort bien dans ce cas que des traces d'anciennes surfaces d'érosion aient pu être mieux conservées, seulement dénivelées plus ou moins fortement. Le processus est bien illustré par ce qui se passe sur le versant Sud-Ouest du Massif de Portes au-dessus du Rhône, dans une région proche de l'île Crémieu et qui fait visiblement transition entre le dispositif simplement basculé de ce bas plateau et les plissements plus ou moins avortés du Bugey. On y constate en effet la présence de plateaux étagés, séparés par des fractures à grands rejets, qui sont comme de gigantesques marches d'escalier : plateau de Bouis-Villebois, plateau de Souclin-Soudon, plateau du Signal de Souclin, ce dernier présentant toutefois une structure plus ondulée que les précédents qui annonce les plis-failles de l'intérieur du massif (fig. 21, ph. 17). C'est dans cette région que le remaniement des aplanissements pré-pontiens a été le moins prononcé, puisque les terrains semblent y avoir été fort peu dérangés. Néanmoins les retouches ne sont pas absentes, surtout sur le plateau le plus élevé où la surrection plus grande devait entraîner une karstification plus intense, tandis que les ondulations des terrains bouleversaient les surfaces anciennes et appelaient une reprise d'érosion : aussi observe-t-on de petits monadnocks dominant le plateau du Signal de Souclin et témoignant d'un recreusement ultérieur.

Les mouvements pontiens ont aussi déclenché une reprise de l'érosion dans une région où l'évolution se trouvait presque arrêtée et les forces d'attaque bien assoupies. Mais cette reprise d'érosion a revêtu deux aspects.

En premier lieu la surrection du massif a provoqué le creusement de quelques vallées individualisées, peu nombreuses à la vérité, Caline au Nord, Rhéby au Sud-Ouest, et Buisin au Nord-Ouest. Ces vallées ont été creusées en liaison avec des niveaux de base plus élevés, au moins en ce qui concerne les vallées du Pliocène inférieur ; sans doute s'agissait-il d'une surface de remblaiement pliocène sur la bordure orientale des plaines de la Saône, analogue à celle que l'on reconstitue dans le Lyonnais, à l'Ouest, d'après l'altitude atteinte par les dépôts pliocènes, et aussi des niveaux successifs atteints par le lac de Bresse qui, comme on le sait, a vu sa profondeur varier au cours du Pliocène. Conservées sous forme de replats de versants et de paliers dans le profil longitudinal des thalwegs vers l'amont, où l'on constate la présence de formes évasées précé-

dant les ravins profonds de l'aval, ces anciennes vallées seront examinées à propos de l'étude des niveaux cycliques pliocènes.

En second lieu, les mouvements pontiens ont provoqué un remaniement et un recreusement des aplanissements antérieurs, encore plus sensibles bien entendu dans les secteurs centraux et orientaux du massif de Portes, où le dispositif monoclinale des terrains est plus net et les ondulations plus accentuées dans les compartiments faillés. On constate d'une part en effet que certaines dislocations pontiennes sont nivelées et ne se traduisent plus dans la topographie actuelle : c'est le cas de la faille située au Sud-Est du hameau de Chariot, qui ne laisse aucune trace sur l'étroit plateau, et aussi de la même fracture, au Nord-Ouest de Conand cette fois, que l'on peut déceler seulement par la juxtaposition de terrains différents. Ailleurs, comme sur le plateau de Confrêne ou la hauteur du Chêne de Suermes, les ondulations des couches sont nettement recoupées par la surface topographique. Tout cela suppose évidemment que les aplanissements des régions élevées sont au moins en partie postérieurs à l'apparition de ces accidents tectoniques, donc post-pontiens. Mais d'autre part il paraît impossible de considérer ces surfaces d'érosion des sommets comme le produit de la seule érosion pliocène ; elles ont toutes en effet les mêmes aspects et on ne saurait dissocier les aplanissements cités plus haut des plateaux étagés de la bordure Sud-Ouest du massif dans les environs de Souclin. Or, les dislocations qui séparent ces derniers sont trop importantes, semble-t-il, pour dater de la fin du Pliocène et du Quaternaire, surtout dans cette bordure occidentale du Bugey si éloignée des Alpes dont la surrection fini-pliocène devait avoir ses répercussions dans le Jura. On ne peut donc voir dans tous ces plateaux uniquement des surfaces façonnées après le plissement pontien et dénivelées ensuite, d'autant plus que l'ampleur qu'elles revêtent dans le massif de Portes et les déformations qu'elles présentent ne sont guère compatibles avec le travail habituel de la seule érosion pliocène, qui modèle en général des surfaces de dimensions plus modestes et toujours subhorizontales.

Aussi faut-il admettre certainement que les bouleversements pontiens se sont manifestés ici par des mouvements de surrection plus que par des plissements et que les aplanissements pré-pontiens, plus ou moins déformés suivant les secteurs, ont été ensuite retouchés et recreusés par l'érosion pliocène ; la majeure partie des plateaux, tels que nous les voyons aujourd'hui, serait ainsi constituée par des surfaces seulement dérivées des aplanissements pré-pontiens, à l'exception toutefois de quelques monadnocks représentés par les buttes décrites précédemment, qui auraient été sinon intacts, du moins peu atteints par la reprise d'érosion consécutive au soulèvement pontien et constitueraient ainsi des témoins authentiques, rares et exigus, de ces surfaces anciennes. La collaboration de plusieurs phases d'érosion dans l'élaboration des hauts plateaux met bien en lumière leur caractère très complexe et polygénique. La part du creusement pliocène dans leur façonnement a été plus ou moins importante suivant les lieux ; on soupçonne qu'en certains points le remaniement a été plus accentué, ce qui peut expliquer un abaisse-

ment prononcé des altitudes : c'est probablement ce qui s'est passé pour les plateaux du Nord-Ouest du massif de Portes, — en particulier celui de Dorvan, — qui ne dépassent guère 600 m.; il est hors de doute qu'ici les phases d'érosion pré-pontiennes ne sont plus reconnaissables dans le paysage actuel et que nous avons sous les yeux une topographie essentiellement pliocène.

Il faut enfin souligner que le remaniement pliocène des hauts plateaux a surtout été l'œuvre des processus d'érosion du type karstique : la nature calcaire et fissurée de la plupart des terrains combinée au soulèvement pontien qui devait inévitablement créer un appel au vide et un enfouissement des eaux courantes favorisait cette karstification. On a vu d'ailleurs combien sont étendus et épais dans la partie Nord-Ouest du massif de Portes les dépôts d'argiles ocre, marqués « Ad » sur la carte géologique; ce sont des argiles de décalcification dont l'abondance témoigne de la réalité d'un karst ancien. Or le climat subtropical, à précipitations rares mais violentes, séparées par de longues périodes de sécheresse et de forte chaleur, qui régnait sur la région si l'on en croit d'autres indices, paraît avoir été seul capable de déterminer l'apparition de phénomènes karstiques aussi importants et d'argiles de décalcification aussi épaisses et étendues. Il semble ainsi établi que le remaniement et le creusement des aplanissements pré-pontiens datent bien du Pliocène et ont été surtout l'œuvre de processus karstiques succédant sans doute à une brève période d'écoulement subaérien. Il n'est pas sans intérêt de noter que ces dépôts d'argiles de décalcification sont très répandus dans la région du plateau de Dorvan où l'on observe un abaissement notable des aplanissements et où l'on a été amené à admettre la prédominance de la morphologie pliocène sur les traces d'érosions plus anciennes.

Les plateaux étendus, déformés et seulement dominés ici et là par de rares sommets pointus et isolés, qui constituent la forme de relief prépondérante du massif de Portes et lui confèrent une allure si lourde de dôme surbaissé dominant les escarpements de ses bordures, ont donc une origine polygénique des plus complexes et un passé morphologique lointain.

CHAPITRE VIII

LES SURFACES D'ÉROSION ANTÉ-PLIOCÈNES DU HAUT-BUGEY CENTRAL ET ORIENTAL

I. — CARACTÈRES GÉNÉRAUX

Nous avons vu que les aplanissements occupaient une grande place dans le Bas-Bugey et dans la partie occidentale du Haut-Bugey. l'étendue de ces surfaces d'érosion tronquant les terrains plus ou moins redressés prouve déjà que dans le Jura plissé les formes du relief sont loin d'être partout redevables de leurs aspects à l'influence de la tectonique ou de la structure. Néanmoins, il s'agissait de régions où les dislocations nombreuses et les blocs basculés interfèrent fréquemment avec les plissements proprement dits et parfois les oblitèrent presque complètement au point de conférer à ces districts une allure de massif ancien : tel est le cas du Molard-de-Don et aussi de la région comprise entre Ambérieu et Tenay, où les fractures viennent sans cesse interrompre les plis. Aussi dans ces contrées massives les aplanissements fréquents pouvaient-ils passer pour normaux, tant ces parties du Jura méridional apparaissent comme de véritables régions de structure hercynienne.

Il en va autrement quand on aborde le Haut-Bugey central et oriental, à l'Est d'une ligne passant approximativement par Tenay, Aranc, le versant Ouest de l'Avocat et des Monts Berthiant. Ici nous trouvons vraiment dans la partie plissée du Jura méridional et, si les fractures existent encore, il s'agit surtout de plis-failles issus des complications du plissement paroxysmal pontien : les mouvements tangentiels l'emportent nettement sur les dislocations. Il semble dès lors que nous devrions rencontrer surtout des formes traduisant fidèlement les influences de la structure ou ne s'en éloignant que dans les détails : la tectonique plissée devrait s'inscrire largement dans les aspects du paysage. Or, si ces formes structurales existent — nous l'avons vu dans un précédent chapitre —, ce paysage « jurassien » typique que l'on décrivait autrefois avec son alternance régulière de monts et de vaux est loin de se rencontrer partout dans la majeure partie du Haut-Bugey; on peut même dire qu'en bien des endroits il ne constitue pas la note dominante.

C'est en effet dans cette partie du Haut-Bugey et dans son prolongement septentrional formé par le plateau des Molunes que l'on trouve les surfaces d'érosion à la fois les plus caractéristiques et surtout les plus étendues du Jura méridional. Qui contemple du haut du Mont Rond par exemple le plateau des Molunes, peut se croire un instant transporté dans un paysage limousin : avec la distance les faibles dépressions qui le creusent s'atténuent encore et c'est un moutonnement de croupes qui ondulent au-delà de la profonde entaille de la Valserine jusqu'aux vallées du Tacon et du Flumen. Même impression pour qui parcourt les grandes étendues couvertes de pré-bois du plateau de Retord ou la vaste forêt de Champromier : sur ces plateaux haut-perchés au-dessus des vallées profondes du Rhône, de la Valserine et de la Semine on oublie vraiment que l'on est en pays plissé, tant les traces des plissements sont effacées.

Ces aplanissements du Haut-Bugey central et oriental se distinguent de ceux du reste du Jura méridional précédemment étudiés par leur altitude plus élevée : c'est aux alentours de 1.100-1.150 m. que se rencontrent ici les surfaces supérieures d'érosion et la constance de ces altitudes est vraiment frappante dans les plateaux du Haut-Bugey. Ils se distinguent aussi des surfaces d'érosion du Bas-Bugey et de la bordure occidentale du Haut-Bugey par leur ampleur : c'est sur des vastes étendues que dans les Molunes et le Retord la surface topographique recoupe indiscutablement les terrains plissés; nulle part dans les chapitres précédents nous n'avons signalé de surfaces d'érosion aussi largement développées. Enfin nous avons vu que le plus souvent les surfaces d'érosion du Bas-Bugey ont été recreusées ultérieurement par des dépressions constituant un véritable relief appalachien et ne se traduisent plus actuellement que par des aplanissements locaux sur les sommets encadrant ces dépressions : dans le Haut-Bugey central et oriental, si de tels reliefs appalachiens existent par places, les aplanissements étendus, à peu près intacts et exempts des morsures de l'érosion ultérieure sont très fréquents. Mais — et c'est là cette fois une ressemblance entre Haut et Bas-Bugey — ces surfaces d'érosion sont là aussi déformées et se présentent le plus souvent comme des blocs basculés ayant subi le contre-coup du plissement principal pontien et réagi à leur manière à cette phase de mouvements violents. Le Retord est ainsi nettement basculé de l'Est vers l'Ouest, s'abaissant de 1.180 m. à 1.050 m. environ. Il y a là un trait qui rappelle un des caractères principaux du bloc basculé, vers l'Ouest lui aussi, du Molard-de-Don.

Voyons maintenant comment ces aplanissements se présentent dans le détail. Nous distinguerons et examinerons successivement les hauts plateaux étendus d'altitude moyenne 1.100 m. ainsi que leurs bordures déformées, les aplanissements locaux qui tranchent en de nombreux endroits le sommet des monts, particulièrement dans le Haut-Bugey central, et les encoches et surfaces emboîtées de faible étendue que l'on observe assez souvent en contre-bas des surfaces supérieures d'érosion qui présentent avec ces dernières une dénivellation constante : 100 à 150 m. en moyenne.

II. — LES HAUTS PLATEAUX ET LEURS BORDURES

1° *Le Plateau de Retord* (1)

Au Nord du val le plus vaste et le mieux venu du Bugey, le Val Romey, formant un étrange contraste avec lui par son altitude et son aspect massif, se dresse le vaste plateau de Retord, véritable bastion dont l'altitude oscille aux alentours de 1.150 m. Il s'élève d'un seul jet au-dessus de la Michaille et se termine au-dessus de la Cluse de Nantua à Châtillon-de-Michaille par des promontoires escarpés, comme ceux qui encadrent la Combe de Très-la-Joux (fig 24, 25, 32). Les limites de ce haut plateau, ici très nettes, sont ailleurs plus imprécises. C'est évidemment à l'Est que le Retord est le plus fièrement campé, dominant la Michaille de quelques 600 m. par un long versant boisé, digne des versants alpins, que la petite route de Vouvray à La Manche descend en nombreux lacets. Il ne paraît pas moins imposant au Nord pour qui le contemple du fond de la cluse de Nantua à Châtillon-de-Michaille : cette bordure est seulement plus irrégulière puisque le Tacon bugiste, parti à l'assaut du Retord depuis la profonde vallée de la Semine, a échancré le plateau en creusant la profonde et large combe de Très-la-Joux. A l'Ouest, bien que la dénivellation soit moindre et diminue vers le Sud, le Retord a encore noble allure au-dessus de Lalleyriat et de la combe du Poizat et la petite route du col de Bérentin se hisse péniblement à son niveau. Au Sud, au contraire, il devient plus difficile de distinguer le Retord des régions voisines, qui sont en général elles aussi assez élevées, sauf entre Hotonnes et le col de Richemond où le passage du Retord soulevé au Valromey effondré se fait par un talus appréciable. On peut considérer qu'au Sud-Ouest la limite du plateau de Retord va du Golet Sapin (fond de la combe du Poizat) à Hotonnes en passant par la grange Ma Gollet (source du Séran), la grange Charpy et le talus situé à l'Est du Grand Abergement, laissant ainsi de côté la vallée supérieure du Séran. Au Sud-Est enfin le col de Richemond est une coupure commode entre le plateau de Retord encore massif, quoique déjà bien rétréci, et la chaîne, plus étroite, bien individualisée et surtout très déchiquetée et articulée, du Grand Colombier.

La haute surface du Retord forme une curieuse enclave au sein des chaînons du Bugey, isolée, semble-t-il, des morsures profondes de l'érosion actuelle et comme figée ; le Grand Colombier, le Crédoz, sont là tout proches avec leurs crêtes alignés, leurs combes multiples et les ruz sauvages qui découpent leurs versants, et pourtant on se croit ici transporté au milieu d'un massif ancien. Quand on a gravi la rude montée qui mène du Poizat au col de Bérentin, on est étonné de déboucher sur une haute surface mollement ondulée en croupes aux formes lourdes, séparées par des dépressions à peine marquées

(1) 1/80.000° : Nantua N.-E. — 1/20.000° : Nantua n° 8 et Saint-Julien en-Genevois n° 5. — Carte géologique au 1/80.000°, feuille de Nantua.

et souvent marécageuses. Le modelé, si différent du paysage que l'on vient de quitter en contre-bas, évoque l'idée de surface d'érosion et le paysage de pré-bois qui caractérise le Retord avec ses vertes prairies et ses sombres bosquets de sapins augmente encore cette impression de douceur. Les bancs rocheux redressés et recoupés en biseau par la surface topographique, tels qu'on les rencontre le long de la route de La Manche à la chapelle de Retord, apportent d'ailleurs la preuve de cette surface d'érosion qui se développe vers 1.150 m., aussi bien sur le Rauracien que sur le Crétacé.

Les aspects du Retord n'en sont pas pour autant partout uniformes. Une excursion sur ce haut plateau fait voir une certaine variété dans les paysages, dont trois ou quatre types se dégagent. Ici, c'est un plateau seulement ondulé qui déroule ses étendues assez monotones, par exemple vers La Cuvéry. Là, le plateau est recreusé par d'amples dépressions fermées, aux contours souvent réguliers et au fond extraordinairement plat, tapissé de terre végétale et par suite lieu de quelque exploitation, comme c'est le cas de la « combe » de Merlogne. Ailleurs encore, à l'Est de La Manche par exemple, des lignes de hauteurs effilées et escarpées, quoique peu élevées, strictement parallèles et de même altitude, s'offrent aux yeux, séparées par d'étroits sillons longitudinaux, réalisant ainsi un type véritable de relief appalachien. Parfois enfin, des hauteurs isolées s'individualisent au milieu des simples ondulations du plateau et dominent franchement le niveau d'ensemble du Retord, posant par là même un problème d'origine; tel est le cas du crêt de Beauregard, au Sud de la combe de Très-la-Joux (1.250 m.), du Crêt du Nû (1.355 m.) ou encore du Signal de Retord ou Croix de Montlhéry (1.320 m.).

Du point de vue du style tectonique, le plateau de Retord correspond à un bloc soulevé, à un vousoir séparé de la Michaille par une flexure importante et les phénomènes de dislocation et surélévation avec mouvement de bascule vers l'Ouest l'emportent sur les poussées tangentielles, sur les plissements. Néanmoins ces derniers existent, principalement sur les bordures, et il faut souligner le contraste qui apparaît entre les plissements violents de l'Ouest et de l'Est et le caractère plus calme, seulement ondulé, de la zone centrale: aux étroits synclinaux crétacés de La Manche et de Grange Charbois, où les terrains sont énergiquement redressés, s'oppose en effet le dôme lourd de Merlogne où le Rauracien, seulement ondulé et affecté d'un plissement à grand rayon de courbure, affleure sur une large étendue (fig. 25). Il faut peut-être voir sous ces dispositifs différents l'opposition fondamentale entre les anciens plissements oligo-miocènes assez lâches et les violents mouvements pontiens qui auraient affecté surtout les couches plus plastiques du Crétacé. On sent en tout cas l'influence prédominante du socle profond, qui a l'allure ici d'un bloc soulevé et basculé de l'Est vers l'Ouest, et l'on a l'impression que les mouvements pontiens se sont surtout traduits ici par des mouvements verticaux; des plis se sont seulement formés sur les bords de ce bloc rigide.

On retrouve ici un dispositif fréquent dans tout le Jura et signalé en particulier par M. Glangeaud dans le Jura comtois; le même phénomène se produit sur le plateau des Molunes où les plis-

sements les plus énergiques sont localisés sur la bordure orientale. Quant à l'accident de contact avec la Michaille, il s'agit d'une grande flexure avec dislocation au niveau du Valanginien; ce n'est pas une faille verticale simple. La présence de couches étirées verticales, puis en contre-pendage vers l'Ouest, tend à montrer qu'il s'agit surtout d'un véritable pli, ayant tendance à se déverser sur le bloc effondré de la Michaille, qui créait en quelque sorte un appel au vide, pli rompu du fait de la profondeur de ce bloc et du manque de plasticité du Valanginien.

La morphologie du Retord est sous la dépendance d'une surface d'érosion très ancienne et fort complexe que diverses observations incitent à reconstituer. On constate en effet que, malgré l'existence des plissements locaux signalés plus haut, la surface du sol n'ondule que faiblement, tranchant ces accidents structuraux et composant un paysage de collines et de faibles dépressions, au point que parfois toute impression de plissement s'évanouit. Ailleurs les sommets des crêtes et des barres sont tranchés par de petits aplanissements diversement déformés. C'est à peine si, dans le petit synclinal crétacé qui apparaît à l'Est de La Manche, l'érosion ultérieure et un début d'adaptation à la structure se manifestent par la présence de barres miniatures de Crétacé plus dur (2). Nous trouvons une autre forme d'adaptation à la structure dans le revers du crêt oriental de la combe de Bérentin (2), là où la surface topographique s'abaisse doucement depuis la Grange de Bérentin en direction de La Manche en épousant assez fidèlement le pendage du calcaire dur du Rauracien. L'existence de ces formes structurales laisse supposer que, là aussi, la surface d'érosion a été quelque peu recreusée par des phases d'érosion plus récentes et qu'elle doit être reconstituée à peu près tangente aux sommets des barres crétacées de La Manche et du crêt de Bérentin. Cependant le recreusement paraît avoir été beaucoup plus faible que sur le plateau des Molunes et bien souvent la surface aplanie se traduit encore par un lourd plateau aux ondulations indécises et très peu marquées. Or, si l'on essaie de relier entre eux les différents aplanissements, on observe que leur altitude décroît régulièrement vers l'Ouest à partir de la région de La Cuvéry et aussi, mais plus rapidement, vers la bordure orientale du plateau à partir de ce même point. Il semble donc possible de reconstituer une ancienne surface soulevée et déformée en un dôme, d'ailleurs dissymétrique, dont le point culminant serait plus proche de la bordure Est du plateau que de la bordure Ouest (fig. 25).

Des dépôts d'argiles rouges épaisses, du même type que ceux qui existent dans la chaîne de Cormaranche-Planachat, jalonnent cette surface, par exemple entre La Cuvéry et la ferme de Merlogne. La présence de ces dépôts, élaborés sans doute au cours d'une karsatification pliocène, jointe au fait qu'on ne trouve aucune trace de molasse sur ce plateau, pas même dans les creux où elle aurait pu être conservée, autorise peut-être à penser que l'émersion, sans doute faible d'ailleurs, de ce bloc est très ancienne et qu'une très vieille

(2) 1/20.000°, Nantua, n° 8.

surface polygénique s'y est élaborée peut-être depuis l'Eocène jusqu'au début du Pliocène. Signalons toutefois que l'on n'a pas trouvé jusqu'ici sur le Retord de dépôts semblables au Sidérolithique que l'on rencontre dans l'Île Crémieu, le Molard-de-Don et d'autres points du Bugey et dont l'élaboration remonte à la phase de climat tropical qui semble avoir régné à l'Oligocène et au Miocène. Il n'est donc pas possible ici d'avancer des preuves certaines de l'élaboration d'une surface oligo-miocène. Mais l'analogie de cet aplanissement avec d'autres surfaces bugistes rend cet âge très probable.

Inutile de dire bien entendu que cette surface a subi de nombreuses retouches consécutives aux divers mouvements orogéniques et qu'elle a été diversement déformée et remaniée, suivant l'intensité des plissements pontiens dans la région envisagée: moins retouchée dans la zone centrale plus calme, elle a été beaucoup plus modifiée sur les bordures et la surface qui tranche le sommet des barres crétacées et à partir de laquelle s'est élaboré un relief appalachien miniature ne saurait être que ponto-pliocène et ne conserve sûrement pas de traces d'aplanissements antérieurs. Cette surface est distincte des aplanissements fossilisés par le Burdigalien observés dans le Valromey et la Michaille [100] en ce sens que ces derniers, protégés par la molasse, n'ont pas évolué jusqu'à leur exhumation récente et sont donc moins complexes, tandis que la surface du Retord a subi des retouches postérieures aux grands plissements pontiens. Il se peut d'ailleurs que les petits aplanissements inscrits sur la majorité des sommets ne soient que dérivés de cette surface.

En revanche, certaines hauteurs aux abords escarpés et à l'allure conique, paraissant juchées au-dessus du relief d'ensemble et dépassant nettement les altitudes habituelles, pourraient bien être des sortes de monadnocks témoins d'une très ancienne phase d'érosion.

En certains points en effet, les altitudes s'élèvent de manière si brusque que l'on hésite à faire rentrer ces sommets dans le niveau général du plateau. C'est le cas de la bordure méridionale de la combe de Très-la-Joux et en particulier du sommet pyramidal du Crêt de Beauregard (3) qui, avec ses 1.251 m. fait figure de proue du Retord au-dessus de la combe, mais qui est aussi assez élevé au-dessus du plateau pour que l'on ait sur ce dernier une vue panoramique. C'est aussi le cas des sommets avoisinant la chapelle de Retord, en particulier du Signal de Retord (1.322 m.). Enfin, la bordure orientale du plateau se relève fortement à hauteur d'Injoux et le Crêt du Nû (1.355 m.) inaugure la série des sommets élevés qui dominent le val de Seyssel, seulement échancrés par le col de Richemond, et dont la ligne de crête monte peu à peu pour culminer au Grand Colombier.

Avec ces hauteurs locales nous ne sommes manifestement plus sur la surface supérieure d'érosion. Faut-il en déduire que l'aplanissement pré-pontien a été imparfait? C'est peu probable étant donné les conditions tectoniques qui régnaient alors et la basse alti-

(3) 1/20.000° : Nantua n° 8.

tude des blocs émergeant de la mer molassique (cf. 1^{re} partie, chap. II). Le caractère tourmenté de la structure en ces lieux, les forts pendages observés près de ces sommets incitent d'abord à songer à des mouvements récents, postérieurs à la pénéplanation d'ensemble. Sur ce bloc massif du Retord, le plissement pontien a dû se manifester localement par des plis peu étendus mais énergiques, pincés au milieu des lourdes bosses anticlinales peu dérangées et à peine ondulées. Il peut s'agir d'ailleurs de déformations tectoniques non seulement pontiennes, mais aussi datant du Pliocène supérieur, puisqu'à cette époque des déformations se sont ajoutées aux mouvements de surrection, surtout sur les bordures des blocs soulevés. Mais si ces hauteurs isolées juchées sur le Retord peuvent avoir localement une cause tectonique et attester des déformations d'anciens aplanissements, il ne faut pas négliger pour autant une autre hypothèse: il est probable en effet que ces sommets représentent le plus souvent les seuls témoins authentiques des surfaces oligo-miocènes dont le plateau actuel serait en somme dérivé sous l'effet des morsures plio-quaternaires; ceci n'exclut pas bien entendu des déformations locales postérieures; mais nous aurions affaire dans l'ensemble à de véritables monadnocks semblables à ceux que l'on rencontre dans le massif de Portes (Crêt de Pont), le plateau des Molunes (Crêt Chalam) et en d'autres points des aplanissements supérieurs du Bugey.

En contre-bas des sommets, à une profondeur qui varie de 50 à 100 m., s'ouvre un dédale de dépressions de toutes dimensions: tantôt simples dolines, tantôt grandes dépressions fermées ressemblant à de petits poljés, avec bords assez rectilignes ayant peut-être pour origine de petites dislocations, comme la plaine de Merlogne, tantôt formes anarchiques intermédiaires. Il semble que ces entailles ont été creusées suivant un processus karstique et en liaison avec des écoulements souterrains après le soulèvement du Retord qui créait un appel au vide entraînant la karstification, donc au Pliocène, en même temps que se façonnaient sur les versants des vallées principales, les niveaux d'érosion de 800 m. et 600 m. si fréquents dans le Haut-Bugey: si les altitudes absolues et relatives sont très différentes, il ne faut pas oublier que les systèmes d'érosion en cause ne sont pas du tout les mêmes. Sur le Retord pas de drainage subaérien; le creusement se faisait par dissolution chimique et les débris étaient évacués par les entonnoirs et les conduits souterrains de capacité forcément limitée, ce qui peut expliquer la faiblesse du creusement. On aurait eu ainsi, très proches l'un de l'autre, deux systèmes de formes contemporaines, mais façonnées de manière bien différente. Ces dépressions ont parfois encore conservé des dépôts morainiques rissiens d'origine alpine ou seulement d'origine locale étant donné l'altitude déjà élevée, proche de la limite supérieure des glaces alpines rissiennes observées de manière sûre sur les pentes du Crêdoz (1.200 m.); de toute façon les glaces ont dû être peu épaisses sur le Retord et leurs effets bien faibles. Il n'en est pas de même des phénomènes périglaciaires qui semblent s'être traduits surtout par des bourrelets de solifluction, des glissements sur les versants et par l'empâtement des dépressions, accentuant ainsi l'impression de séni-

lité. Enfin l'évolution récente consiste surtout en une reprise de la karstification qui ajoute ses effets, de moindre ampleur d'ailleurs, à ceux du karst pliocène: même sous le mince placage glaciaire des dépressions, des tassements se produisent, des entonnoirs se creusent; seule la végétation très verdoyante et vivace (paysage typique de pré-bois) met un frein à cette évolution karstique (4).

Ailleurs, il s'agit de vallées longitudinales Nord-Sud, souvent entaillées dans des bandes de terrains un peu plus tendres, en contre-bas des barres qui les dominent de peu. Tel est le cas de la dépression étroite et allongée du Nord au Sud que la route du Grand Abergement à La Manche suit entre Pralidet et La Manche: s'abaissant de 1.135 m. à 1.085 m. environ et étirée entre un crêt de Rauracien à l'Ouest et une barre de Valanginien à l'Est, cette vallée herbeuse, encadrée de bois de sapins, est extrêmement karstifiée et fragmentée par de très nombreuses dolines séparées par des seuils, au point que la pente générale de la dépression est souvent peu visible. Elle est en outre nettement suspendue au-dessus de la section supérieure Est-Ouest de la vallée du Séran qui est visiblement la marque d'une érosion relativement récente et sur laquelle nous allons bientôt revenir. Il semble donc que cette vallée ait été creusée à partir de la surface d'ensemble ponto-pliocène, à peu près tangente aux crêts et barres voisins, par l'érosion du Pliocène (inférieur?); mais la phase de drainage subaérien a dû être brève et très vite l'enfouissement des eaux en profondeur et la karstification ont déterminé l'isolement de la dépression, son caractère suspendu et l'anarchie des formes du relief qui la caractérise. Quant à l'évolution ultérieure, elle a été identique à celle qui a été décrite plus haut.

Peut-être trouve-t-on cependant en certains points des traces d'écoulements fluviaux Est-Ouest dirigés suivant la ligne de plus grande pente du bloc basculé du Retord: il en est sans doute ainsi de la section supérieure de la vallée du Séran orientée E.-N.E./W.-S.W. jusqu'au coude qui lui fait prendre la direction du Sud. Cette vallée mûre, qui contraste avec la gorge apparaissant bientôt dans la section Nord-Sud, paraît se prolonger par l'échancrure du col de la Cheminée au delà de la chaîne des Moussières. Peut-être faut-il voir la trace d'un drainage (pliocène inférieur?) affluent du val de Brénod, désorganisé ensuite par une capture au profit du Valromey. Ce dernier a pu être avantagé par un approfondissement du synclinal survenu lors des mouvements du Pliocène supérieur et par la présence de terrains imperméables abandonnés par le glacier (boues morainiques): il s'agirait donc d'une capture fini-pliocène ou seulement quaternaire, inter-glaciaire, du haut Séran par un torrent remontant du Valromey. Quelle qu'en soit la date, cette capture marquerait la fin d'un très ancien écoulement, une étape décisive dans la désorganisation du val de Brénod privé d'affluents et sa transformation en un quasi poljé.

(4) Sur cette évolution karstique, cf. 4^e partie, A, chap. II.

2° *La forêt de Champfromier et ses bordures* (5)

Nous retrouvons un autre type de surfaces aplanies aux alentours de 1.150 m. dans le haut plateau qui porte la forêt de Champfromier (fig. 31). La végétation diffère de celle du Retord car ici le pré-bois cède la place à une immense forêt de sapins, trouée de rares clairières. Mais il n'y a pas qu'un contraste de végétation entre ces deux plateaux voisins que sépare presque complètement la profonde vallée de la Semine. Le relief est aussi quelque peu différent : on n'observe pas dans la forêt de Champfromier de dépressions longitudinales nombreuses et régulières comme celles qui accidentent certains secteurs du Retord. Point n'est besoin ici de reconstituer par la pensée une surface d'érosion tangente aux lignes de hauteurs. S'il existe en certains points des reliefs plus hardis et plus élevés, atteignant 1.250 - 1.260 m. et dominant le niveau général du plateau forestier, comme le Crêt de la Platière, entre Giron et Le Tombaret ou le Crêt sur l'Auger un peu plus à l'Est, il s'agit nettement ici de reliefs structuraux, barres de calcaire crétacé dans le Crêt de la Platière ou ploiement dans le Jurassique pour le Crêt sur l'Auger.

Pourquoi cette absence presque complète de recreusement ultérieur ici ? Il faut en chercher vraisemblablement la raison dans le fait que nous sommes ici dans une région de tectonique plus calme où, à l'exception du synclinal crétacé du Crêt de la Platière et de la bordure orientale sur laquelle nous reviendrons plus loin, le plissement n'a pas été très violent. Le Jurassique supérieur n'est certes pas horizontal ; il a été gondolé un peu partout comme cela est visible dans les tranchées des routes forestières. Mais il affleure presque partout et les faciès sont peu variés. Nous n'avons pas ici de plis serrés comme dans les bordures du Retord, faisant affleurer sur de courts espaces des couches nombreuses et de résistance très diverse. On comprend dès lors qu'une reprise ultérieure d'érosion, qui a su tirer parti de ces changements fréquents de dureté dans certains secteurs du Retord pour y modeler un véritable relief appalachien, n'ait pu qu'abaisser presque uniformément le plateau de la Forêt de Champfromier de nature beaucoup plus homogène. Ce fait est d'autant plus explicable que dans cette énorme masse de calcaire fissuré, que ne vient tempérer aucune couche marneuse, les eaux se sont vite enfoncées en profondeur et la surface d'érosion a été rapidement immunisée et transformée en « pénéplaine morte ».

Cela ne veut pas dire, bien entendu, que ce plateau constitue une surface structurale car, nous l'avons vu, il y a des ondulations dans le Jurassique supérieur. Au-dessus des abrupts impressionnants qui dominent Champfromier et comme suspendu sur les abîmes de la Valserine à l'Est et de la Combe d'Orvaz au Nord, le plateau, mollement ondulé, dont la surface recoupe nettement les divers terrains (par exemple le long de la route de Giron à Buclaloup) donne l'impression d'une topographie sénile, bien différente

(5) 1/80.000° : Saint-Claude S.E. et Nantua N.-E. — 1/20.000° : Saint-Julien-en-Genevois, n° 1.

de celle qui apparaît le long de la Valserine ou de la Semine. Cette sénilité est encore accrue par le manque de drainage superficiel car ici, comme sur les plateaux du Retord, mais peut-être plus encore par suite de l'absence de dépôts glaciaires, la désorganisation karstique est fort avancée : les vallées sont toutes sèches ; certaines sont aveugles ; les dolines et dépressions fermées ne manquent pas. Il y a même trois avens signalés, Buclaloup, le Tombaret et un autre gouffre au Nord/Nord-Ouest du Truchet, dans la partie orientale de la forêt ; les communications souterraines avec l'entaille si proche et si profonde de la combe d'Orvaz, où sourdent les résurgences, doivent être multiples. Enfin, fait important, des dépôts superficiels s'observent aux environs de Buclaloup, en particulier au Nord des maisons ruinées le long de la petite route menant au chalet du Tamiset : on y voit des argiles rougeâtres paraissant assez épaisses dont l'origine peut fort bien remonter à la phase de climat chaud et humide au cours de laquelle s'est façonné ce niveau d'érosion de 1.150 m. Tout près de là, dans des fissures et de petits effondrements, on constate aussi la présence d'argiles rougeâtres et jaunâtres recouvertes de cailloutis : peut-être sont-elles descendues dans ces fissures au cours des mouvements tectoniques ultérieurs et des phases d'érosion locale qui en ont résulté. En tout cas, dans la majeure partie de ce plateau de la Forêt de Champfromier, la roche apparaît à nu, râclée et recoupée par les accidents du relief, rarement décomposée sous le climat actuel : on est même frappé de l'absence quasi-complète de terre végétale et de terra rossa. Ce qui semblerait bien prouver que les dépôts de fissures sont le produit d'une phase ancienne d'érosion, celle au cours de laquelle s'est élaborée la surface du niveau supérieur.

Cette surface supérieure d'érosion, nous la retrouvons sur la bordure orientale de la Forêt de Champfromier, au-dessus de la vallée de la Valserine. Mais elle est ici déformée et sérieusement entamée par les morsures d'une phase d'érosion plus récente. Si l'on examine en effet la bordure méridionale du plateau de la Forêt au-dessus du village de Champfromier, en allant de l'Ouest vers l'Est, on peut faire les observations suivantes (ph. 19). Le Cirque des Avalanches, qui domine les hameaux de Conjoncle et Monnétier par de hauts escarpements d'allure alpestre, est une forme de relief nettement structurale, du moins dans sa partie centrale : il correspond en effet à un très net ensellement des couches, souligné par la blancheur des bancs de calcaire dur du Rauracien et bien visible par exemple de la route de Montanges à Champfromier. Mais, immédiatement à l'Est du Cirque, on voit la surface subhorizontale du plateau recouper nettement les terrains qui se relèvent vers l'Est avec un pendage de 10° environ, au Sud de la maison ruinée appelée « Sur le Holland » (cf. 1/20.000° : Saint-Julien-en-Genevois., n° 1) : nous retrouvons donc ici la surface d'érosion du niveau de 1.150 m. qui porte la Forêt de Champfromier.

Continuons notre excursion vers l'Est/Nord-Est, vers la bordure orientale du plateau de la Forêt. De nouveau la surface d'érosion cède la place à une forme structurale ou au moins substructurale : entre la région de « Sur le Holland » et le Signal du Truchet (1.380

mètres), point culminant du « Crêt du Mont », nous voyons en effet la surface du sol remonter légèrement et régulièrement vers l'Est tout comme le calcaire rauracien qui ceint d'un bandeau blanc le pourtour de la Forêt. C'est le revers du crêt du Truchet qui a subsisté ici comme relief structural au-dessus de la surface d'érosion, par suite de la dureté du calcaire Rauracien et de sa très grande perméabilité jointes à son inclinaison modérée: les eaux s'attardaient peu sur ce revers, soit qu'elles aient été absorbées, soit qu'elles aient rapidement ruisselé vers la cuvette structurale du Cirque des Avalanches, tandis que la faiblesse du pendage des terrains en ce lieu ne pouvait guère exacerber l'érosion. Quoi qu'il en soit, la surface d'érosion est interrompue momentanément par ce crêt et son revers occidental.

Mais nous la retrouvons bientôt un peu plus à l'Est, sous une forme, il est vrai, un peu différente. Entre le Crêt du Truchet et la cluse des Isles, par laquelle la Valserine traverse l'anticlinal Chalam-Menthières, le relief très varié et très tourmenté consiste en une série de sommets assez escarpés allongés N.-E./S.-W., plus ou moins boisés, tels que le Crêt du Genou, la Ruade, Crétêt, Crélatête, le Roc de l'Aigle, encadrant des dépressions parallèles, suspendues au-dessus du plateau du village de Champfromier, cultivées ici et là ou couvertes de pâturages et piquetées de quelques chalets (fig. 7, ph. 19). Certains versants de ces hauteurs parallèles sont fort abrupts et correspondent à des escarpements de faille dégagés au cours d'une phase ultérieure d'érosion (la faille de la Ruade a un important rejet puisqu'elle met en contact le Crétacé moyen et le Jurassique inférieur) ou à des barres de calcaire dur très redressé. Mais les sommets de ces hauteurs sont aplanis, en dépit de leur étroitesse et leur altitude décroît de l'Ouest, où le Crêt du Genou atteint 1.180 m., vers l'Est, où les hauteurs situées au Nord du Roc de l'Aigle ne sont plus qu'à 1.080 m. en passant par le Crétêt (1.122 mètres). Ces sommets aplanis sont sans doute là aussi des lambeaux diversement inclinés de l'ancienne surface supérieure d'érosion, basculée dans l'ensemble vers l'Est par les mouvements violents du plissement pontien, et remaniée par l'érosion post-pontienne. Cette surface prolonge vers l'Est les aplanissements de 1.150 m. environ du plateau de la Forêt de Champfromier, seulement interrompue, nous l'avons vu, par des formes structurales de détail, comme le Crêt du Truchet et son revers. Cette surface déformée, proche de la vallée de la Valserine, a été attaquée par l'érosion plus récente, qui, profitant des couches plus tendres ramenées à la surface par des dislocations violentes, y a creusé les dépressions observées plus haut: un véritable relief appalachien est ainsi apparu, sur lequel nous aurons l'occasion de revenir (6).

Tout près de là, au S.-W. du village de Champfromier, entre les hauteurs du Cruchon et le plateau du Ladaï dans lequel est entaillé le cañon de la Valserine, on retrouve le même type de relief, avec traces de la surface supérieure d'érosion déformée, mais ici plus

(6) Cf. 3^e Partie, Chap. VIII.

abaissé. Le relief, très complexe et varié dans le détail, se présente de la manière suivante (fig. 26). Au versant oriental en pente raide du Cruchon succède un palier ou plutôt une petite rainure Nord/Sud où se trouve la maison de « La Combert » (870 m.), elle-même faiblement dominée à l'Est par un léger ressaut. Puis c'est, aux alentours de 900 m., une surface légèrement ondulée, aux formes molles, qui s'abaisse en pente douce jusqu'au nouveau talus, celui du « Crêt Catolard » (850 m.), dominant une seconde rainure, d'altitude inférieure (740 m. environ), en grande partie cultivée et où est bâtie la maison dite « Aux Quarts ». Cette dépression n'apparaît vraiment d'ailleurs comme une rainure qu'au Sud, là où elle est traversée par la petite route de Montanges à Rutly; plus au Nord, à hauteur de la maison « Aux Quarts », c'est plutôt un palier qui surplombe par une pente assez forte le ravin de la Sandézanne. Cette rainure inférieure est enfin dominée faiblement à l'Est par une ligne de hauteurs rocheuses et boisées (770 m. environ), qui surplombe elle-même par des abrupts d'Urgonien la route de Champfromier à Montanges et le plateau de Ladaï qui se tiennent aux environs de 600 mètres.

Dans ce paysage complexe, il y a certes des formes topographiques dont la tectonique et la structure ont directement provoqué l'apparition, tout comme dans la région située entre le bord Est de la Forêt de Chamfromier et la Valserine. Mais il y a aussi des éléments du relief qui ne peuvent s'expliquer comme formes structurales. En dépit d'une couverture de terrains glaciaires et de cailloutis peut-être plus anciens qui gênent l'observation des terrains en place, on peut reconnaître dans ce district une structure tourmentée avec plissements violents, anticlinaux rompus par des failles comme celui que l'on peut suivre, cassé en sa charnière, de Rutly à Communal, plis-failles, tel celui du Fay, ou étroites lanières effondrées bordées de dislocations verticales qui rappellent le style tectonique d'Orgelet-Poncin, comme la bande de Jurassique supérieur, encastrée entre le Jurassique inférieur et l'Hauterivien dans la région de « Aux Quarts ». Certaines de ces particularités tectoniques se retrouvent dans le détail de tel accident du relief: versant oriental du Cruchon qui doit sa raideur à la présence de la faille, talus abrupt dominant à l'Est la rainure de « Aux Quarts » et dégagement de cette rainure elle-même, sous l'influence évidente des dislocations et de l'effondrement de la bande de Jurassique supérieur. Tout cela est indéniable.

Mais à côté de ces accidents de détail, dégagés au cours d'une reprise de creusement, il est d'autres formes qui supposent une usure prolongée. En dépit de la violence du plissement et du redressement des terrains presque à la verticale, comme on peut s'en rendre compte dans les tranchées de la route de Montanges à Rutly, c'est une surface mamelonnée et légèrement inclinée vers l'Est qui s'étend de La Combert au Crêt Catolard, tronquant l'anticlinal faillé de Rutly; à l'Est de la rainure de « Aux Quarts », au Sud de la petite route de Montanges, nous voyons également les terrains très redressés recoupés par un aplanissement local. Il apparaît dès lors que, de même qu'au Nord de Champfromier, ces dépressions étagées ont été creusées suivant le mécanisme appalachien à partir de la surface



Photo 19

Vue prise du Ladaï vers le Nord. Au premier plan, le village de Champfromier. Au fond, à gauche, le plateau de la Forêt de Champfromier, avec le Cirque des Avalanches et le crêt du Truchet ou crêt du Mont ; à droite, relief appalachien de la Ruade et du Crétet ; à l'extrême droite, le Reculet.



Photo 20

La Combe du Val, vue prise depuis la route de Vieu d'Izenave au Sapey vers le Nord. Surface de remblaiement aplanie en terrasses lacustres entaillée par le ravin du Borrey. A gauche, les Joux Blanches. A droite, les Joux Noires, le crêt du Signal des Monts d'Ain, avec son long revers incliné vers l'Ouest et interrompu par le plateau de Chamoise, qui est lui-même limité à l'Ouest par le talus-flexure de Saint-Martin-du-Fresne, visible au centre de la photo.

supérieure d'érosion (fig. 26). Cette surface a été là aussi très déformée et basculée vers l'Est par le plissement pontien, ce qui n'exclut pas d'ailleurs des plissements tout locaux comme les plis failles observés plus haut et par suite des remaniements de la surface d'érosion : c'est un exemple de plus, parmi tant d'autres, de surface polygénique dans le Jura méridional. Elle a été aussi remaniée après le Pontien et l'on peut penser que les surfaces aplanies situées entre le Cruchon et la route de Montanges à Champfromier ont été abaissées par la suite et que la surface d'érosion primitive n'est plus tangente aux sommets actuels.

On peut se demander en effet pourquoi cette surface basculée est nettement plus basse que celle que nous avons observée entre le Truchet et la Valserine au Nord de Champfromier, passant par le Crêt du Genou et le Roc de l'Aigle. Il semble que l'on puisse découvrir à cet abaissement plusieurs causes. En premier lieu les mouvements tectoniques ont été plus violents au S.-W. de Champfromier, puisque nous voyons le Trias pointer dans le ravin de la Sandézanne; dès lors, ces plissements plus puissants ont dû exacerber l'érosion, qui s'est manifestée ensuite de façon plus intense. En second lieu, des bandes de terrains tendres réapparaissent plus fréquemment à la faveur des dislocations plus nombreuses; il en est résulté que les points faibles offerts aux morsures de l'érosion ultérieure en ont été multipliés et par conséquent le démantèlement s'est trouvé favorisé. En troisième lieu enfin, il ne faut pas oublier que nous sommes ici plus en aval par rapport aux hauteurs du Crêt du Genou et du Roc de l'Aigle, et qu'au fur et à mesure que l'on se rapproche de la cluse de Nantua à Châtillon-de-Michaille, qui fut depuis longtemps une importante artère de drainage, l'érosion se montre plus active, ce qui peut avoir contribué aussi à provoquer cet abaissement des hauteurs. Remarquons enfin que cette surface supérieure d'érosion basculée vers l'Est a pu, dans ses points les plus bas, être remaniée au cours d'une phase ultérieure d'érosion et présente ainsi une origine complexe. Aux environs de la ferme de « Aux Quarts », dans sa partie orientale, elle a en effet été ramenée à peu près dans le plan d'érosion cyclique du pliocène inférieur et se trouve ainsi plus ou moins confondue avec les replats de 750-800 m. que l'on observe dans tout le Bugey central sur les versants des vallées importantes. Il y a là un bel exemple de surface polygénique sur lequel nous reviendrons à propos de l'étude des niveaux pliocènes.

D'autres témoins de cette surface supérieure d'érosion se rencontrent en face, sur la rive gauche de la Valserine, dans la région du hameau de Menthrières. Au Nord-Est de Confort, accolé au versant occidental du Credo, se trouve en effet une région plus massive, plus tabulaire que la haute chaîne et qui rappelle les plateaux du Bugey central, dont nous venons de parler. Il est à noter d'ailleurs, que, du point de vue tectonique, le massif de Menthrières prolonge l'anticlinal du Crêt Chalam et qu'il est une sorte d'annexe, décrochée horizontalement, du bourrelet oriental du plateau des Molunes. Il n'y a pas cependant à proprement parler plateau car une érosion plus récente, favorisée par les couches plus marneuses de l'Hauterivien et du Purbeckien, a évidé un vallon plus profond qui s'abaisse vers le

Sud/Sud-Ouest et dans lequel se cachent maisons, pâturages et maigres cultures du hameau très éparpillé de Menthrières. Ce vallon a été affouillé à partir d'une surface d'érosion qui recoupe les terrains vers 1.150-1.160 m. sur la Montagne du Crêt-Les Pierrailles à l'Ouest (fig. 7 et 26); l'angle de recoupement est faible car le Portlandien tend à devenir subhorizontal en cet endroit; il y a cependant un aplanissement réel. D'ailleurs à l'Est du vallon, sur le versant du Crédoz, nous retrouvons vers 1.130 m., au chalet de « En Chèvre » par exemple, des surfaces aplanies qui recoupent très nettement les diverses couches, à peu près verticales, du flanc oriental du synclinal crétacé. En outre, le vallon lui-même remonte et se ferme vers le Nord/Nord-Est à 1.130 m. d'altitude, près des fermes de Bon-Claude et Maison Neuve et ce fond de vallon se relie très doucement et très régulièrement avec la Montagne du Crêt située à l'Ouest, sans res-saut sensible: nous devons avoir là à peu près la surface d'érosion supérieure telle qu'elle s'étendait jadis de l'Est à l'Ouest sur ce versant du Crédoz avant qu'une reprise d'érosion plus récente ait affouillé les roches plus tendres du synclinal et creusé le vallon de Menthrières.

Il y a certes là aussi des formes liées à la structure qui surgissent ici et là. C'est ainsi qu'au Nord de Maison Neuve se dresse une butte raide mi-rocheuse, mi-boisée qui est de toute évidence une barre de calcaire dur urgonien car, à cet endroit, les couches du versant oriental du synclinal sont quasi verticales, ainsi qu'il apparaît sur les divers profils dressés par la direction de la Mine d'asphalte de Confort, d'après les coupes obtenues par percement de galeries (fig. 7). A l'Est de cette barre aussi le caractère vertical de ces couches dures a contrecarré l'action de l'érosion et l'a empêchée de niveler complètement les terrains et de les abaisser jusqu'au niveau général: nous voyons en effet, immédiatement au Nord de Grange Velu, une sorte d'encoche suspendue à 1.255 m. au-dessus de la région de Bon Claude et Maison Neuve. En tous cas, ces lambeaux d'une surface supérieure d'érosion légèrement inclinée vers l'Ouest et à peu près tangente à la Montagne du Crêt (cote 1152) se rattachent tout naturellement aux lambeaux de surface basculée que nous avons observés de l'autre côté de la Valserine au Nord et au Sud de Champfromier.

CHAPITRE IX

LES SURFACES D'ÉROSION ANTÉ-PLIOCÈNES DU HAUT-BUGEY CENTRAL ET ORIENTAL (Suite)

II. — LES HAUTS PLATEAUX ET LEURS BORDURES (Suite)

3° *Le Plateau des Molunes ou du Haut-Jura* (1)

Nous avons étudié le plateau des Molunes quoique cette région soit franchement située en dehors du Bugey et du Jura méridional du point de vue humain, parce qu'on y retrouve bien des traits physiques déjà rencontrés sur le haut plateau du Retord et que la comparaison de deux régions si proches par leurs aspects permet peut-être de trouver la clef de certains problèmes. On trouve en effet sur ce plateau du Haut-Jura plus vaste que le Retord des formes de même type, seulement plus nombreuses et plus nettes; et la présence de lambeaux de molasse, pincés dans certains synclinaux, fait espérer une datation plus aisée des aplanissements éventuels, tandis qu'une hydrographie relique, subsistant en certains points, peut aider à comprendre le mécanisme de l'évolution récente. Comme pour le Retord nous avons sous les yeux avec le plateau des Molunes un monde vraiment figé et évoluant à part, isolé du drainage sub-aérien voisin et perché au-dessus des abîmes du Tacon, du Flumen et de la Valserine.

Bordé à l'Est par la Valserine et à l'Ouest par les vallées du Tacon et du Flumen, le haut plateau des Molunes déroule aux alentours de 1.150 m. ses ondulations herbeuses ou boisées, depuis la région de Prémanson au Nord jusqu'au cirque de la Combe d'Orvaz au Sud. La mollesse générale des formes topographiques et la platitude d'ensemble ne manquent pas de frapper quiconque l'embrasse d'une vue panoramique, du haut du Crêt Chalam ou du Mont Rond par exemple, et évoquent rapidement l'idée de pénéplanation. De fait, cette haute surface aplanie s'inscrit dans une région de plis relative-

(1) Carte géologique au 1/80.000^e, feuille de Saint-Claude. - 1/80.000^e : Saint-Claude N.-E. et S.-E. — 1/20.000^e : Morez n^o 7 et 8, Saint-Claude, n^o 2, 3, 5 et 6.

ment serrés, et c'est précisément l'intensité du plissement en ce lieu qui a exacerbé l'érosion et a conféré à celle-ci assez de vigueur pour que le terme de l'évolution morphologique soit un aplanissement aussi étendu. Le contraste est brutal entre l'érosion violente qui se manifeste sur les bordures, avivée par les profonds niveaux de base que constituent la Valserine ou le Flumen, et la mollesse des formes et l'indécision du drainage qui règnent sur le haut plateau. Quand on va de Chézery au Crêt Chalam par Noirecombe, c'est d'abord un ravin sauvage que l'on surplombe, le Creux Marnant, dont le thalweg dégringole presque à pic vers la Valserine, dont les versants sont en pente raide et hérissée de pitons rocheux; puis brusquement vers 1.100 m., à l'Est des Magras, on débouche sur un plateau où des croupes ondulent mollement vers l'Ouest, seulement dominées par les pyramides du Crêt Chalam et du Crêt au Merle; et les horizons larges et écrasés, le paysage verdoyant de pré-bois reposent l'œil des reliefs tourmentés et des abrupts du défilé de Sous-Balme.

Pourtant, à y regarder de plus près, ce plateau n'est pas uniforme et l'on peut distinguer plusieurs types de paysages. C'est d'abord sur la bordure orientale une longue suite de hauteurs, véritable bourrelet montagneux qui domine le reste du plateau de 150 à 300 m. suivant les lieux et que jalonnent au Nord le Crêt Pela (1.495 m.), au Sud les hauteurs de Bellecombe et surtout les fiers sommets du Crêt au Merle et du Crêt Chalam (1.548 m.) (ph. 22). A la vérité, il est difficile de parler ici de plateau et cette zone orientale a vraiment un aspect montagnard, avec des sommets individualisés qui, de ce côté de la Valserine, font pendant, quoique plus modestes, à la haute chaîne des Monts Jura. Ce bourrelet s'abaisse d'ailleurs au centre, au droit de Lajoux, là où passe la route de Saint-Claude à La Faucille, et nous reviendrons sur sa signification.

En outre, une excursion sur le haut plateau des Molunes, en dehors de cette bordure orientale, permet vite de se rendre compte que la surface de ce plateau est plus complexe qu'une vue d'ensemble ne pouvait le faire présumer. Que l'on aille de Lajoux aux Moussières, des Moussières à l'Embossieux ou que l'on prenne la route des Bouchoux, partout le même paysage se répète: la route suit de longues dépressions verdoyantes allongées sensiblement Nord-Sud et tapissées de prairies, encadrées par des lignes de hauteurs qui les dominent de peu, le plus souvent boisées, parfois même laissant pointer le rocher. Puis brusquement, profitant d'une échancrure, d'un petit col dans une de ces hauteurs, la route tourne et se faufile dans une autre dépression en tous points semblable à la précédente: ceci apparaît très nettement le long de la route des Moussières à l'Embossieux. Le paysage est donc celui d'un relief en creux: des lignes de hauteurs le plus souvent parallèles, ayant cependant parfois tendance à se rejoindre en enfermant des dépressions elliptiques, mais se tenant toujours à peu près à la même altitude (1.230-1.260 m.) dominant des dépressions qui ne dépassent pas 1.150-1.170 mètres et qui appartiennent à deux types différents: les unes sont des vallées longitudinales orientées parallèlement aux crêtes, tantôt étroites quand elles sont entaillées dans les bandes de terrains tendres des synclinaux, tantôt épanouies quand elles coïncident avec de

véritables combes anticlinales; les autres sont des cluses étroites qui franchissent les crêtes et font communiquer entre elles les dépressions longitudinales; le plus souvent dépourvus de cours d'eau, ces défilés offrent néanmoins une grande fraîcheur de formes qui contraste avec les aspects séniles de la majeure partie du plateau.

Tels sont les traits généraux du paysage du plateau du Haut-Jura. Voyons quel est le dispositif structural de la région.

Du point de vue de la stratigraphie, deux faits surtout sont à noter: en premier lieu l'apparition du Lias dans la combe des Magras, sur la bordure Sud-Est du plateau, fait extrêmement rare dans le Jura méridional, surtout à l'Est, et qui prouve l'intensité du plissement dans ce secteur et aussi le degré avancé de la dénudation; en second lieu, la nature de la molasse vindobonienne que l'on trouve dans la combe d'Euvaz et vers l'Embossieux. Il s'agit en effet d'un calcaire grumeleux, dépourvu de fossiles, au sommet et d'une formation gréseuse et micacée à la base qui peut être rattachée à la molasse d'eau douce; ces traits montrent que la molasse s'est déposée dans des lagunes à proximité de régions instables, soumises à des mouvements tectoniques et par suite à des démolitions, et attestent ainsi la réalité d'une phase d'érosion ancienne que l'on est par ailleurs, nous le verrons, obligé de supposer pour expliquer certains aspects de la morphologie des Molunes.

Si l'on examine maintenant le style tectonique (fig. 2), on constate tout d'abord que l'on a affaire dans l'ensemble à une région de plis assez serrés et, localement du moins, très énergiques. L'aspect rubanné que revêt à cet endroit la carte géologique (Saint-Claude) suffit déjà à montrer l'intensité du plissement en ce lieu, en même temps que l'indifférence de la topographie actuelle à cette tectonique plissée. Nous ne retrouvons nullement ici les chaînons du Bugey central ou de la région de Saint-Claude, encore moins une chaîne vigoureuse comme celle du Reculet-Crédoz qui se profile tout près vers l'Est au delà du Val Mijoux. Et pourtant les mouvements orogéniques ont été intenses là aussi. Mais l'érosion a démantelé les anticlinaux serrés et effacé presque complètement les traces du plissement, à tel point que l'on est tenté d'oublier son existence. Pourtant les couches vigoureusement redressées, parfois à 70°, qui apparaissent ici et là au détour d'un chemin, rappellent l'intensité des efforts orogéniques: l'on peut voir en bien des endroits, par exemple au Nord du Creux Marnant (N.-W. de Chézery), tout près de la vallée de la Valserine, ces terrains fortement redressés tronqués par la surface topographique qui ondule à peine, recoupant partout la racine des plis. On retrouve en maints endroits des preuves de ces violents plissements, notamment dans la cluse de « Sous le Bois », où passe la route de l'Embossieux aux Moussières; on observe dans ce dernier défilé non seulement des terrains très redressés, mais encore de fréquents changements de pendage qui prouvent que le dispositif tectonique est fort complexe, beaucoup plus que ne l'indique la carte géologique.

Pourtant si l'on procède à un examen plus approfondi, on constate que les plis ne sont pas partout aussi vigoureux et que, pas plus que sur le Retord, le style des déformations n'est uniforme.

Les caractères tectoniques du plateau des Molunes se rapprochent en effet beaucoup de ceux du Retord en ce sens que l'on y constate une opposition entre les zones de plissement lâche, telle la lourde bosse anticlinale de Kimmeridgien-Portlandien de Septmoncel, et les zones de plissement violent, caractérisant les synclinaux créacés de Chaux Berthod et Lamoura et même l'anticlinal de Bellecombe-Les Magras ouvert jusqu'au Lias. Les plis serrés sont toutefois plus nombreux que sur le Retord et occupent en particulier toute la moitié orientale du plateau. Mais là aussi on a l'impression que sont juxtaposées des traces d'un ancien plissement oligomiocène assez lâche et peu dérangé après sa formation et les manifestations énergiques du paroxysme pontien, plus nombreuses ici du fait de la proximité de la haute chaîne, dont le plateau n'est séparé que par la profonde vallée de la Valserine. La juxtaposition de deux types de plissements, très différents par leur nature et leur vigueur, s'observe d'ailleurs parfois à l'intérieur même de la zone orientale du plateau, la plus énergiquement plissée dans l'ensemble. Elle n'est peut-être nulle part plus visible que dans la cluse orientale du Bief des Parres, entre les fermes des Grands Prés et la fromagerie de Boulème: on voit en effet, sur les versants de la cluse, alterner les pendages vers l'Ouest réguliers et modérés (10 à 20°) et de brusques accidents locaux, ploiement, rebroussements, pendages contraires et même par endroits fractures.

Tout se passe donc comme si, à d'anciens plissements plus lâches ou même à de simples mouvements de bascule, s'étaient surajoutées des déformations plus récentes et très localisées. Il semble en tout cas qu'ici encore l'influence du socle profond soit assez sensible et que nous ayons affaire à un bloc, soulevé et basculé d'Est en Ouest, dont la couverture sédimentaire relativement peu épaisse n'a été vraiment très plissée que localement. L'influence du socle se traduit d'ailleurs encore par le plissement très énergique de la bordure orientale (anticlinal des Magras — Crêt Chalam où affleure le Lias) car, ainsi que l'a démontré M. Glangeaud [26, 54], les plis les plus violents se localisent toujours sur les confins des môles soulevés. On saisit enfin le rôle joué par le socle dans le style des plissements et la rigidité qu'il a parfois communiquée à la tectonique dans la combe de Tressus-Chaumont, au N.-E. de Saint-Claude (fig. 27): à côté des complications des plis sous les crêts de bordure et du redressement énergique des terrains dans le synclinal de Chaux Berthod, on y voit en effet les couches d'Oxfordien et, plus au Sud, de Bathonien s'y étaler subhorizontales sur une grande largeur; tout se passe comme si l'on était en présence d'un môle résistant qui se reflète dans la couverture par des couches à peine ondulées surgissant au milieu de zones tourmentées et qui fait localement obstacle à la propagation du plissement.

Après avoir dégagé l'allure du dispositif structural, il faut voir comment l'érosion en a tiré parti et quelle a été l'évolution morphologique.

Le relief de ce plateau se caractérise dans l'ensemble par la présence d'une surface d'érosion indéniable rabotant les plis serrés comme les lourdes bosses anticlinales de Jurassique supérieur et

basculée de l'Est vers l'Ouest. Mais cette surface a été creusée par deux séries d'entailles qui font de la traversée du pays des Molunes un véritable itinéraire en montagnes russes, comme le signalait déjà J.-B. Martin [113] : d'une part, des dépressions longitudinales karsifiées, larges combes ou étroits sillons appalachiens en roches plus tendres séparés par des barres, un type de dépressions en somme qui nous rappelle beaucoup le Retord; d'autre part, — et ceci nous éloigne davantage du haut plateau bugiste —, de nombreuses cluses étroites, aux parois raides, remarquables par la fraîcheur de leurs formes et souvent alignées dans le prolongement l'une de l'autre. On rencontre enfin sur ce plateau des Molunes de nombreuses formes structurales ou encore proches de la structure, revers de crêts entre autres, et de non moins nombreuses formes inversées, barres surtout, qui rendent le paysage encore plus complexe et diversifié, tandis que des dépôts morainiques rissiens très altérés empâtent encore certaines dépressions et maintiennent localement de l'eau à la surface du sol.

L'existence d'aplanissements rabotant les sommets est indéniable: presque partout on y voit la surface topographique recouper en biseau les couches souvent très redressées (fig. 27); le fait est particulièrement visible dans la région, très tourmentée du point de vue tectonique, qui est située au Sud de la gorge du Flumen: depuis la route de Saint-Claude à Septmoncel on voit fort bien que le plateau tranche les terrains très ployés et redressés vers le Signal de Roche Blanche. Il en est de même sur la bordure orientale, immédiatement au Nord du Creux Marnant où la surface du sol recoupe les couches redressées à 70°. D'autres indices de ces anciens aplanissements peuvent être relevés sur les lignes de hauteurs parallèles qui sillonnent le plateau du Nord au Sud. Certes, il y a parmi elles des formes que l'on peut qualifier de pures formes structurales: des crêts comme les crêts de Rauracien situés à l'Est de l'Embossieux; des barres de calcaire dur correspondant à des couches redressées presque à la verticale dans le Jurassique et le Crétacé surtout. Mais le plus souvent on rencontre sur ces hauteurs des aplanissements tranchant les terrains très redressés et ces surfaces aplanies, étroites certes, se répètent sur les sommets parallèles et se correspondent exactement par leur altitude quasi constante. Il faut bien en conclure que ces différentes lignes de hauteurs, à l'exception de quelques formes structurales dues à des conditions très locales, sont des restes d'une surface d'érosion; les dépressions ont été creusées ultérieurement par suite d'une reprise d'érosion que nous étudierons plus loin et dont il faudra essayer de rechercher les causes. Ce qu'il faut retenir pour l'instant, c'est que nous avons ici un véritable relief en creux, un relief appalachien, et que la surface des Molunes semble, à première vue du moins, tangente aux sommets des hauteurs qui dominent, faiblement d'ailleurs, les fonds marécageux et qui furent autrefois le plateau lui-même.

Ailleurs ce n'est plus sur d'étroits espaces que s'inscrivent les aplanissements, mais sur de véritables plateaux. Ainsi, au Sud des Molunes, entre La Pesse et Désertin (fig. 38), on traverse une surface d'érosion qui s'inscrit sur des terrains moins tourmentés, anti-

clinaux et synclinaux plus lâches, mais qui n'en est pas moins nette et se présente comme une surface karstique presque figée, tout à fait isolée, perchée au-dessus du profond ravin des sources du Tacon et de la « combe en reculée » (2) d'Orvaz. Enfin, le plateau des Molunes renferme sur sa bordure Nord une forme inversée qui témoignerait nettement, à elle seule, de la réalité d'anciens aplanissements à peu près tangents aux sommets actuels: le synclinal perché du Mont Fier, à l'Ouest/Sud-Ouest de Prémanon. Entre les synclinaux de Longchaumois et de Prémanon, l'anticlinal de Rauracien se décompose en effet en deux anticlinaux secondaires, séparés par une inflexion synclinale. Or, le Mont Fier, isolé entre deux combes oxfordiennes, correspond précisément à ce synclinal secondaire et apparaît nettement comme un val perché dont la carapace de Rauracien flotte sur les terrains schisto-marneux de l'Oxfordien: le fait est très visible depuis la route de Prémanon à Morez. C'est à partir de la surface générale du plateau, peut-être aplanissement pré-pontien remanié par une surface karstique pliocène, que le val perché a été creusé, faiblement d'ailleurs, et sans doute dès la fin du Pliocène. Cette surface d'érosion serait ainsi contemporaine des niveaux beaucoup plus bas (vers 900 m.), observés au-dessus de la cluse de Morez: la différence d'altitude peut aisément s'expliquer si l'on songe qu'il s'agit de deux modes d'érosion bien distincts, quoique de même âge, d'anciennes vallées cohérentes liées au réseau hydrographique général et évoluant normalement d'une part, d'un plateau karstique perché et isolé n'ayant pour exutoires que les emposieux et les conduits souterrains d'autre part.

On pourrait ainsi multiplier les exemples de ces aplanissements, lambeaux d'une surface d'érosion qui certes n'est pas parfaite, ni régulière: outre les dépressions qui la creusent et sur lesquelles nous reviendrons plus loin, il existe en effet sur la bordure orientale une série de hauteurs qui posent un problème. Si l'on cherche en effet à relier par la pensée les traces d'aplanissements, en voulant reconstituer la surface antérieure au creusement des entailles, on constate que ces traces sont, comme sur le Retord, déformées en un dôme dissymétrique dont le point culminant est proche de la bordure Est du plateau. Mais, comme sur le Retord, on peut se demander si cette surface reconstituée, tangente aux sommets actuels, représente bien l'aplanissement le plus ancien, si elle ne dérive pas d'une surface supérieure. Nous avons vu que, au S.-E. du plateau, non loin de la profonde vallée de la Valserine, s'élevaient deux sommets, le Crêt Chalam (1.548 m.) et le Crêt au Merle (1.445 m.), qui dominent nettement le niveau général du plateau des Molunes. Or, ces sommets ne sont pas isolés; ils font partie d'un bourrelet que l'on peut suivre, parallèle à la Valserine et à faible distance de celle-ci, depuis le Crêt au Merle jusqu'au Mont Pela, au N.-E. de Lamoura, en passant par les sommets avoisinant Combe-Obez (cotes 1.407,3 au Nord, 1.314 au Nord-Ouest, 1.350 à l'Est), les hauteurs dénommées « Hautes-Crêtes » et les sommets situés au S.-W. et au N. de la fromagerie de

(2) L'expression est empruntée à M. Vincienne [63].

Boulème dans la commune des Molunes (cf. 1/20.000°: Saint-Claude n° 6). A quoi correspond cette élévation sensible des altitudes sur la bordure orientale du plateau? Sans doute peut-on penser à un simple mouvement de bascule de la surface d'érosion vers l'Ouest, à partir de cette bordure plus élevée. Les exemples ne manquent pas de telles déformations des hautes surfaces d'aplanissement: témoin le Molard de Don. Néanmoins, sur cette bordure orientale du plateau des Molunes le relèvement des altitudes se fait trop brusquement pour que l'on puisse se contenter de cette explication.

Dès lors, le problème posé par l'existence du bourrelet oriental se trouve ramené à ceci: ces hauteurs sont-elles des sommets structuraux, dûs à des plissements énergiques postérieurs à la réalisation de la surface d'érosion d'ensemble, ou bien des monadnocks, témoins de l'ancienne altitude des aplanissements? Il ne semble pas qu'il faille rejeter entièrement l'une des deux hypothèses, car l'une et l'autre semblent plausibles. D'une part en effet si l'on examine de plus près les terrains on s'aperçoit que cette ligne de hauteurs, qui mérite réellement ce nom de bourrelet par son apparition assez brutale au-dessus du plateau, correspond à un anticlinal de calcaire bajocien dur (J IV) pour les sommets médians (cote 1407,3 au Nord de « Combe Obez ») ou à des crêtes latéraux de Bathonien non moins résistant (J I - II), pour les hauteurs situées à l'Est et à l'Ouest de ce noyau. Il y a donc eu recreusement ultérieur, puisque des combes monoclinales ont été affouillées, de part et d'autre du noyau bajocien, dans le Bathonien inférieur (J III) plus marneux. Nous aurons l'occasion de revenir sur ce point. On pourrait dès lors considérer dans l'ensemble le bourrelet oriental comme un relief structural dont l'apparition serait commandée par l'existence d'un anticlinal vigoureux, peut-être d'ailleurs postérieur au développement de la surface des Molunes. L'érosion ultérieure n'aurait pu venir à bout de ce plissement plus accentué, d'autant que, comme nous le verrons, elle s'exerce dans des conditions peu favorables dues à la karstification.

Mais d'autre part, il n'est pas impossible que l'on soit en présence de témoins authentiques de la surface d'érosion supérieure des Molunes dont les aplanissements actuels seraient dérivés, autrement dit de monadnocks. L'aspect de certains sommets comme le Crêt Chalam, étonnante pyramide aux versants très raides, ressemblant aux sommets isolés du massif de Portes ou encore à certaines hauteurs qui dominent la vallée de l'Ain entre Cize et Serrière-sur-Ain (Le Balvay entre autres), fait pencher en faveur de cette hypothèse: le Crêt Chalam a toutes les apparences d'un relief résiduel respecté par l'érosion. Un autre fait peut étayer cette hypothèse: ne voit-on pas les hauteurs s'abaisser fortement au droit de Lajoux, alors que l'anticlinal paraît tout aussi vigoureux dans ce secteur? Ne peut-on dès lors voir dans cet abaissement l'œuvre de la seule érosion, plus active ici du fait de la proximité des vallées du Flumen et de la Bienne? Cette deuxième hypothèse n'exclut pas d'ailleurs absolument la première. Il n'est pas impossible en effet que ces monadnocks aient été conservés grâce à la présence de couches dures très redressées par la déformation anticlinale; c'est certai-

nement le cas du Crêt Chalam. Nous aurions affaire en somme, pour reprendre une très heureuse expression de M. Cholley [90] à propos du massif de Portes, à des « monadnocks juchés sur des anticlinaux ».

La nature et la datation de la surface d'ensemble des Molunes pose des problèmes complexes. La présence de molasse vindobonienne, pincée au Sud dans le synclinal d'Evuaz (fig. 38 et 39), nous indique que l'origine de l'aplanissement des sommets qui tranche ces dépôts ne saurait être antérieure au Vindobonien. Au travers des phases de plissement pontiennes cette surface a subi des déformations et des remaniements importants qui lui confèrent un caractère polygénique, habituel dans le Jura du Sud où les phases de plissement ont été multiples et les divers soulèvements souvent de faible ampleur. Il est probable enfin que, soulevée vigoureusement et basculée à la fin du Pontien, elle a continué d'évoluer au Pliocène à la manière d'une surface karstique figée, là du moins où le creusement ne se manifestait pas par des entailles localisées: c'est le cas en particulier du plateau plus bas et plus monotone que l'on traverse de La Pesse à Désertin. On la retrouve au Nord du plateau des Molunes sur le Risoux et peut-être aussi dans le plateau-vallon des Rouses, mais avec une complexité encore plus grande et des traces de remaniement plus profondes que la liaison plus ancienne et mieux établie avec le réseau hydrographique pliocène permet d'expliquer.

Que représentent les très nombreuses dépressions qui burinent le plateau du Haut-Jura? Il s'agit de formes dont le creusement est, nous le verrons, relativement récent, en partie du moins, et le plus souvent d'âge pliocène et quaternaire. Il n'a pas paru possible néanmoins de séparer leur étude de celle de la haute surface qui vient d'être examinée, tant les deux aspects du relief sont intimement liés sur ce haut plateau.

Parmi les entailles opérées par l'érosion dans cette haute surface, il faut souligner tout d'abord les vallées transversales, orientées grossièrement Est-Ouest perpendiculairement aux plis; parfois véritables cluses ou demi-cluses percées à travers les anticlinaux, comme celle du Bief des Parres (ou d'Esparre) et de la Loge à travers l'anticlinal de Bellecombe, elles ne méritent plus ce nom ailleurs, quand elles se présentent comme d'étroits passages ouverts dans les barres qui ont été mises en valeur sur les bandes de couches dures des synclinaux, tels les défilés de la Chênevière et de La Luette-Bois du Gyp utilisés par la route de Septmoncel à Lajoux. Si l'orientation de ces vallées rappelle celle du Séran supérieur sur le plateau de Retord, elles en diffèrent par d'autres traits: vigueur de l'incision, raideur des versants et souvent caractère légèrement suspendu au-dessus des dépressions longitudinales qu'elles font communiquer. Il s'agit en général de formes figées, karstifiées et souvent fragmentées en dolines, qui ne livrent passage à aucun écoulement: une seule fait exception, la vallée du Bief des Parres, mais l'écoulement est si mince et si intermittent, la liaison avec le Flumen si précaire, qu'on peut la considérer comme une forme relique en voie de désorganisation.

On peut citer de nombreux exemples de ces passages transversaux. Ceux qui sont ouverts à travers les barres synclinales sont forcément plus élémentaires et plus courts, étant donné l'étroitesse des affleurements durs de l'Urgonien et du Valanginien: tel est le cas du défilé (3) situé au Sud-Ouest de Lamoura entre Clavières et La Chenevière, emprunté par la route de Septmoncel à Lajoux, et aussi, un peu plus à l'Est, du défilé de La Luette-Bois du Gyp: il s'agit de brèches étroites, vigoureusement incisées à travers les couches dures du Valanginien fortement redressées aux bords du synclinal; elles sont légèrement suspendues au-dessus des dépressions longitudinales, val de La Chenevière et vallée du Charpy, et surtout offrent le même contraste entre la fraîcheur et la raideur des versants d'une part et le caractère sénile et souvent anarchique du profil longitudinal d'autre part: pas de cours d'eau, des marécages ici et là et un grand nombre de dolines qui fragmentent le fond. Signalons enfin que ces défilés sont presque situés dans le prolongement l'un de l'autre et que leur altitude décroît vers l'Ouest (1.120 m. pour le plus élevé, 1.060 m. pour le plus bas), ce qui invite à en faire le lieu de passage d'anciens écoulements torrentiels à forte pente dirigés de l'Est vers l'Ouest. Pareil type de défilés, au profil transversal très jeune et au profil longitudinal sénile et même anarchique, se retrouve dans le val de la Chaux Berthod, le long de la petite route de Lamoura à la combe de Tressus-Chaumont, et aussi dans le val de l'Embossieux, au défilé de la Coinchette; partout ces passages sont légèrement suspendus au-dessus des vallées longitudinales.

Ailleurs, les vallées transversales recoupent des voûtes anticlinales et peuvent être alors légitimement qualifiées de cluses. Certaines sont des cluses véritables, faisant communiquer entre eux deux vaux: c'est ainsi que la route de Lamoura à Haut-Crêt suit une dépression (4) creusée à travers la voûte anticlinale de Jurassique supérieur; en dépit de la désorganisation très avancée sous l'effet de l'érosion karstique et de la fragmentation du thalweg en un grand nombre de creux et bosses, on peut reconnaître dans ce passage une ancienne vallée, inclinée légèrement du N.-W. vers le S.-E., qui point le val de la Chaux Berthod au val de Lamoura et qui a pu jadis drainer une partie du Nord du plateau des Molunes. D'autres défilés ne sont que des demi-cluses franchissant les crêts qui bordent les combes: ainsi se présente la cluse creusée par le Bief des Parres (5), entre la fromagerie de Boulème et les fermes des Grands Prés, à travers les couches redressées vers l'Est du Bajocien et du Bathonien: c'est un ravin étroit et sauvage, en pente forte, qui fait communiquer la combe élevée et sénile de Bellecombe, où la topographie est des plus anarchiques, avec la plaine très plate des Grands Prés que l'on peut considérer comme un quasi poljé; ici le raccord est plus régulier parce qu'à certaines époques de l'année

(3) 1/20.000^e: Saint-Claude, n° 3.

(4) 1/20.000^e: Saint-Claude, n° 3.

(5) 1/20.000^e: Saint-Claude, n° 6.

(orages d'été, fonte des neiges) le ravin est parcouru par des écoulements torrentiels qui maintiennent un profil longitudinal continu. La Cluse de la Loge (6), située un peu plus au Sud, franchit les mêmes terrains et présente des caractères voisins, à la différence toutefois qu'un torrent même intermittent ne la parcourt pas et que son profil longitudinal est moins régulier et tend à se désorganiser : aussi est-elle un peu suspendue au-dessus de la vallée des Mouilles.

L'observation de ces divers caractères et l'analyse des formes topographiques, en particulier dans la vallée à demi asséchée du Bief des Parres, conduisent à penser que les cluses mortes si fréquentes dans les Molunes doivent être le résultat de la collaboration probable de plusieurs phases d'érosion, ayant agi chacune très inégalement. Le mécanisme pourrait être le suivant : peut-être esquisses d'entailles opérées par une phase d'érosion consécutive aux mouvements vindoboniens, si l'on admet que déjà à cette époque le bloc des Molunes présentait une inclination vers l'Ouest, car les altitudes des défilés alignés décroissent dans cette direction ; cette hypothèse, évidemment difficile à vérifier, peut-être étayée par la présence en certains points de vallées transversales plus évasées, recreusées par les étroits défilés dont il a été question plus haut. On peut concevoir plus aisément que les soulèvements pontien et aussi pliocène supérieur du plateau des Molunes aient pu provoquer en certains points un creusement localisé dirigé vers les régions plus basses de l'Ouest ; ce creusement pliocène aurait d'ailleurs été vite arrêté par l'assèchement des eaux dans le calcaire perméable (consécutif au nouveau soulèvement du Pliocène supérieur?) et par la désorganisation des vallées en un chapelet de dolines fossilisées plus tard par les glaces rissiennes et locales qui ont envahi cette région au moins partiellement. Mais la fraîcheur des formes des défilés actuels exige sûrement l'intervention d'une érosion plus récente, celle des eaux de fonte des glaces qui, pendant les périodes inter-glaciaires et immédiatement post-glaciaire, ont dû emprunter les sillons déjà sculptés. Enfin, la période actuelle, plus sèche, a vu disparaître les écoulements subaériens que le déblaiement des moraines imperméables condamnait aussi et une nouvelle karstification, sans doute moins importante qu'au Pliocène, s'en est suivie.

Le deuxième type de relief en creux qui caractérise ce plateau du Haut-Jura est représenté par les vallées longitudinales : parfois véritables combes entaillées aussi bien dans les terrains durs que les terrains tendres, telles la combe de Lajoux ou celle de Bellecombe ; ailleurs, simples sillons affouillés dans les bandes tendres des synclinaux et séparées par des barres réalisant ainsi un relief appalachien typique, comme dans le synclinal de Lamoura ou celui de Chaux Berthod (fig. 27). Parmi les combes les plus développées de ce plateau du Haut-Jura, il faut ranger celle de Lajoux (7). Ouverte dans l'Oxfordien friable recouvert par endroits de placages fluvio-glaciaires composés de sable et de blocs enrobés, cette combe s'étale

(6) 1/20.000° : Saint-Claude, n° 2 et 3.

(7) 1/20.000° : Saint-Claude, n° 3.

sur 1.500 m. de l'Est à l'Ouest entre les crêts rauraciens et sur plus de 3 km. du Nord au Sud. La ceinture de crêts n'est d'ailleurs pas continue puisqu'elle s'abaisse fortement à l'Est en un col qu'emprunte la route de Lajoux à Mijoux. Ce qui caractérise surtout le paysage, c'est l'absence d'érosion normale et de drainage subaérien, l'anarchie complète des formes du relief qui consistent essentiellement en creux et buttes, ces dernières surtout constituées par la roche en place, fait à noter, et non pas, le plus souvent, par la moraine. Quand on débouche dans cette combe après avoir franchi la cluse étroite de La Luette-Bois du Gyp et que l'on aperçoit ce paysage d'aspect sénile, le contraste est complet: on est en présence d'une forme tout à fait figée, d'un véritable petit polje où les hums existent sous la forme des buttes escarpées signalées plus haut et auquel ne manquent pas les vallées sèches affluentes que l'on observe dans la partie Sud, comme celle qui est empruntée par la petite route de Lajoux aux Moussières, et qui témoignent de tout un système hydrographique autonome, convergeant vers la plaine de Lajoux.

La combe de Bellecombe (8), située plus ou Sud, offre à peu près les mêmes aspects, à cela près qu'ici le terrain évidé n'est plus l'Oxfordien, mais certains niveaux plus tendres du Bajocien, ce qui fait que les crêts encadrants sont constitués par le Bathonien et que la combe est moins profondément affouillée car le terrain est moins friable. Mais on retrouve le même aspect anarchique du relief où l'on ne reconnaît aucune trace de vallée normale: ce n'est partout qu'un dédale de dépressions fermées et le tout est suspendu au-dessus du ravin de la cluse du Bief des Parres.

Quant à la vaste combe de Tressus-Chaumont (9), elle représente un type à part, non seulement par ses dimensions bien plus importantes, mais aussi du fait qu'elle est largement ouverte vers l'extérieur et raccordée beaucoup plus régulièrement au système hydrographique général par le Grosdar, affluent du Flumen. Elle correspond en outre, nous l'avons vu, à un bloc soulevé peu dérangé où les terrains sont subhorizontaux et où la structure plissée s'estompe momentanément (fig. 27). Il en résulte que l'on y retrouve des formes de creusement relativement récentes, datant sans doute du Pliocène inférieur, qui sont reliées au système de replats et autres traces de vallées anciennes que l'on observe dans tout le Bugey; nous les étudierons pour cette raison en même temps que les niveaux pliocènes. Il est possible d'ailleurs qu'ici une entaille ait été creusée dès le Vindobonien, préparant la voie aux morsures postérieures aux bouleversements pontiens, comme cela s'est passé pour bien des dépressions entaillées dans les hautes surfaces du Jura méridional. Il est permis de penser que l'on peut retrouver des traces de très anciennes surfaces d'érosion dans cette zone de calme tectonique, si peu dérangée par le plissement principal pontien, du moins dans la partie amont de la combe, peu creusée en contre-bas des crêts de bordure.

(8) 1/20.000° : Saint-Claude n° 6.

(9) 1/20.000° : Saint-Claude, n° 2 et 3.

Le second type de dépressions longitudinales est constitué par des vallées affouillées dans les bandes de roches tendres des synclinaux c'est-à-dire essentiellement l'Hauterivien marneux, parfois la molasse vindobonienne, quand elle a été conservée, parfois encore les niveaux plus tendres du Jurassique supérieur (Purbeckien). Parmi ces vaux — car il s'agit souvent de véritables vallées synclinales — on peut distinguer ceux qui sont encore drainés, même par un ruisseau bien mince, et conservent de ce fait un profil longitudinal s'abaissant de façon continue et ceux qui sont dépourvus de tout drainage régulier, dans lesquels la contre-pente est la règle. Sur toute l'étendue du plateau des Molunes on ne peut guère citer que deux vallées longitudinales encore parcourues par un petit ruisseau, bien minces à la vérité, sauf en période de fonte des neiges.

La première est encore reliée directement au réseau hydrographique général du Jura: c'est la vallée du Chapy (10) qui, sous Septmoncel, prolonge vers l'amont la vallée du Flumen. Il s'agit à vrai dire de deux vallées de type bien différent: en aval des Moulins de Montépile, c'est une gorge vertigineuse que le Flumen dévale de cascade en cascade et que remonte difficilement par des lacets célèbres la route de Saint-Claude à Septmoncel; en amont, après une rupture de pente qui se situe vers 800 m. entre le Chapeau de Gendarme et le croisement de l'Evalide, on entre dans une vallée assez évasée et mûre vraiment suspendue au-dessus des abîmes du Flumen. La toponymie a d'ailleurs consacré cette violente opposition en affectant deux noms bien différents à ces deux sections du même cours d'eau: en amont le Chapy, en aval le Flumen. Remarquons une fois de plus que s'est aux alentours de 800 m. que le paysage s'adoucit et qu'apparaît un système de formes mûres presque intactes des morsures de l'érosion récente: nous retrouvons là un trait caractéristique de la morphologie bugiste qui a conservé maintes vallées sans doute pliocènes. Notons toutefois que cette vallée d'amont n'est pas absolument indemne des attaques de l'érosion régressive, puisque l'on observe un léger encaissement du Chapy juste en amont de l'Evalide: peut-être alors faudrait-il rechercher des traces authentiques de l'ancienne vallée mûre dans le replat de « Sur le Chapy » situé sur la rive gauche du ruisseau vers 950 m. et, en face, vers l'adoucissement de pente que l'on observe sous le village de Septmoncel. Enfin l'on constate que cette vallée longitudinale affouillée dans les niveaux marno-calcaires du Crétacé se prolonge vers l'amont jusqu'aux environs de Lamoura: la route de Septmoncel à Lamoura remonte une vallée sèche bien dessinée, affluente de la vallée du Chapy, où le profil longitudinal, parfois encore régulier, tend cependant ailleurs à se fragmenter en une succession de dolines et de seuils.

La deuxième vallée des Molunes que parcourt encore un écoulement d'eau est celle du Bief Froid (11) qui se jette dans le lac de Lamoura. Il s'agit d'un ruisseau bien indigent, en période normale,

(10) 1/20,000° : Saint-Claude, n° 2.

(11) 1/20,000° : Saint-Claude, n° 3.

qui n'apporte qu'un maigre tribut au lac dont le niveau subit parfois un abaissement considérable; ce n'est qu'à la fonte des neiges ou après de longues périodes de pluie que le ruisseau se gonfle et que fonctionne comme déversoir du trop plein du lac, le gouffre en partie obstrué artificiellement qui existe au Nord à 100 m. du lac. Nous reviendrons dans un autre chapitre sur ces phénomènes karstiques. On constate en tout cas qu'une vallée bien dessinée a été creusée sur l'emplacement du synclinal crétacé depuis le lieu-dit « Maison Rada » jusqu'au lac, vallée aveugle d'ailleurs puisque le Bief Froid n'a qu'un niveau de base local, le lac lui-même, dont les eaux s'écoulent souterrainement, et qu'un léger seuil avec contre-pente existe immédiatement au Sud-Ouest de la nappe d'eau: c'est ce qui distingue ce val du Bief Froid du val de Chapy, qui, lui, était relié directement, par cascades, au Flumen et par suite au réseau hydrographique jurassien.

Cette vallée, marécageuse par endroits et à fond plat, est hérissée de buttes rocheuses effilées, orientées N.-E./S.-W., qui sont des barres correspondant aux affleurements durs de l'Urgonien ou du Valanginien. En outre, elle est de plus en plus désorganisée par la karstification, au fur et à mesure que l'on va vers l'amont: le Bief Froid ne draine le val que d'une manière très théorique et l'on voit non seulement des dolines fragmenter la vallée, surtout à l'Ouest du ruisseau, mais encore des réseaux hydrographiques miniatures s'organiser en fonction d'entonnoirs, comme c'est le cas pour les lits de ruisselets à sec en temps normal, mais fonctionnant par intermittence, qui convergent vers de profonds entonnoirs situés juste à l'Est de la cote 1.211,7, vers Maison Rada. Il est possible que l'actuelle vallée du Bief Froid ait été recreusée à partir d'une vallée antérieure située à une altitude plus élevée et au niveau de laquelle aurait été réalisé un premier drainage continu vers le Sud/Sud-Est. On observe en effet, sur le versant oriental de la vallée, une série de replats s'abaissant du N.-E. vers le S.-W. qui ne sont pas dus à la présence d'un banc dur horizontal: replat des Auvernes vers 1.290 m. à l'Ouest du Crêt Pela, replat vers 1.270 m. un peu plus au Sud et surtout replat des Thoramy, au N.-E. du lac, qui recoupe le Valanginien dur fortement redressé vers l'Est et auquel est reliée une encoche qui échancre le versant des Forêts Monts et qui a certainement été creusée en fonction d'une vallée plus ancienne.

Sans vouloir rechercher des traces d'une vallée aussi élevée par rapport au thalweg actuel, on peut aisément se rendre compte que l'actuelle vallée aveugle du Bief Froid n'est pas originelle et que la formation du niveau de base local du lac de Lamoura ne remonte pas très loin dans le passé. On constate en effet qu'au delà d'un léger seuil, situé à 350 m. environ au Sud-Ouest du lac, là où passe la petite route de Lajoux, une vallée se dessine avec abaissement régulier du thalweg vers le Sud-Ouest: d'abord vigoureusement encaissée en un étroit ravin qui s'incurve vers l'Ouest, franchissant par un défilé les barres urgoniennes pour rejoindre l'affleurement occidental d'Hauterivien du synclinal, cette vallée s'élargit à partir des Selmenbergs et se continue par la dépression de La Chenevière jusqu'au hameau de Sur l'Etain où elle se raccorde à la vallée du Chapy.

Bien que la carte (plan-directeur au 1/20.000^e) indique en plusieurs endroits un trait bleu continu, l'écoulement n'est pas toujours réel; mais le lit du ruisseau est fort bien marqué et, juste au Sud des Selmenbergs, on note la présence d'un large méandre, légèrement encaissé, où l'on reconnaît les signes caractéristiques d'une telle forme, en particulier la dissymétrie des deux rives. Il est hors de doute que l'on se trouve en présence de l'ancienne vallée du Bief Froid asséchée et désorganisée partiellement (un entonnoir marque le débouché du ravin en amont des Selmenbergs) et que jadis les eaux de cette partie du plateau des Molunes rejoignaient le Chapy et le Flumen. L'enfouissement des eaux courantes et le faible recreusement qui a abouti à la formation du Lac de Lamoura ont dû se produire quand les placages morainiques imperméables peu épais ont été déblayés: l'altitude relative minime (+ 5 m.) du seuil qui sépare le lac du ravin des Selmenbergs prouve bien que la fragmentation de la vallée du Bief Froid est un phénomène récent.

A l'inverse des deux vallées qui viennent d'être examinées, la plupart des dépressions longitudinales des Molunes ne présentent aucun écoulement d'eau organisé, même intermittent, et ne sont qu'un dédale de creux et de bosses où l'on ne peut retrouver aucun sens de drainage. Ainsi se présentent les dépressions, creusées dans les calcaires marneux de l'Hauterivien, du synclinal de Chaux Berthod (12): en contre-bas des barres boisées disposées suivant trois ou quatre alignements (deux dans le Valanginien et une ou deux dans l'Urgonien), d'étroits sillons sont creusés (fig. 27), qui ne sont qu'une succession de dolines de grandes dimensions, d'entonnoirs et de seuils rocheux. L'anarchie des formes est complète. S'il est possible que la vallée sèche transversale qui aboutit à Lamoura ait jadis drainé cette région, aucun raccord n'existe plus maintenant entre les sillons de La Chaux Berthod et cette vallée. En outre, on remarque qu'à l'intérieur des grandes formes karstiques se dessinent des formes plus fraîches, de dimensions plus modestes, petits entonnoirs et lapiez minuscules: tout se passe comme si l'on avait sous les yeux deux générations de Karst. Nous reviendrons plus loin sur ce fait.

C'est le même type de paysage que l'on rencontre vers L'Embossieux et la Pesse (13): ici seulement un dépôt de molasse vindobonienne est restée pincé dans le synclinal, assurant, là où il est demeuré, un ruissellement superficiel plus abondant et un modelé moins heurté. Mais de part et d'autre de l'affleurement tertiaire et surtout à l'Ouest, la karstification a complètement désorganisé ce Val de L'Embossieux N.-E./S.-W. qui est fragmenté en dépressions fermées ou quasi fermées, telle la dépression située au Nord de « Sous le Bois », encombrée de tourbières et à laquelle le défilé de La Coinchette n'assure qu'un débouché très théorique; on peut remarquer qu'au Nord, vers La Forge et L'Emboutilleux (nom significatif dans une région d'entonnoirs), de nombreux sillons

(12) 1/20.000^e : Saint-Claude n° 3.

(13) 1/20.000^e : Saint-Claude n° 6.

d'érosion Nord/Sud débouchent dans la dépression, qui sont autant d'indices d'anciens écoulements actifs et d'érosion jadis vigoureuse dans une zone de relief maintenant figé. Entre L'Embossieux et La Pesse, la vallée est tout aussi désorganisée et criblée de dolines et d'entonnoirs: le contraste est très marqué avec la vallée drainée et régulière de la Semine qui, à quelques centaines de mètres de là, prend naissance au Sud de La Pesse en profitant de l'affleurement de molasse; avec la Combe d'Evuaz, au profil régulièrement abaissé vers l'aval, nous retrouvons en effet un drainage organisé, bien que nous soyons encore dans une vallée fortement suspendue au-dessus des abîmes de la « combe en reculée » d'Orvaz, un peu recreusée seulement par l'érosion régressive.

Toutes ces formes ont un caractère commun, la karstification, qui se traduit par la désorganisation de l'hydrographie et l'anarchie totale des formes topographiques. Le relief est comme figé et parfois l'on peut se demander s'il a jamais été modelé par des écoulements fluviaux, suivant les lois de l'érosion normale, en formes hiérarchisées et cohérentes. Pourtant certains faits tels que la demi-cluse, à peu près abandonnée aujourd'hui, par laquelle le Bief des Parres descend de la combe de Bellecombe, permettent de penser qu'il y eut jadis un réseau de vallées cohérentes qui ont commencé le modelé de cette région. Peut-être est-il permis de faire remonter ce début du creusement à la période qui a suivi les mouvements vindoboniens ou les premiers plissements pontiens, surtout si l'on admet que certaines vallées transversales ont commencé à apparaître à cette époque: il est possible en effet que les dépressions longitudinales aient été façonnées en fonction de ces coupures normales aux plis qui drainaient le plateau des Molunes suivant sa ligne de plus grande pente.

Ce qui n'est qu'hypothétique avant le Pontien est en tout cas beaucoup plus probable après les bouleversements majeurs de cette phase orogénique: il était naturel que les affluents des torrents dirigés de l'Est vers l'Ouest creusent à leur tour ces vallées longitudinales, soit que les bandes de roches tendres des synclinaux leur offrent une moindre résistance (apparition de la première génération de relief appalachien, le relief pliocène), soit que l'exaltation d'un pli en anticlinal sollicite l'érosion qui façonne une combe. Mais cette phase de drainage subaérien et d'érosion normale a dû être courte, étant donné le soulèvement pontien du bloc des Molunes, au moins dans la partie occidentale où la molasse imperméable ne semble avoir jamais existé: les eaux ont dû rapidement s'enfouir dans le Crétacé à l'Ouest de La Pesse où l'on ne trouve aucun reste de molasse vindobonienne dans les replis synclinaux. La reprise d'érosion consécutive aux bouleversements pontiens et surtout au dernier soulèvement important, celui du Pliocène supérieur, a été principalement une reprise d'érosion karstique, en fonction d'entonnoirs et d'un système de drainage souterrain, déterminant un creusement très discontinu des combes et des bandes de terrains tendres en un chapelet de dépressions séparées par des seuils et une anarchie complète des formes du relief.

C'est l'impression que l'on ressent en particulier dans la région de La Chaux Berthod, au N./N.-W. de Lamoura: dans les dépressions creusées dans l'Hauterivien plus marneux la karstification est si développée, les dolines et les entonnoirs si nombreux et surtout si amples que l'on peut se demander si l'on n'a pas sous les yeux un Karst pliocène, fossilisé ensuite par le glaciaire et exhumé à une date relativement récente: de cette reprise post-glaciaire de l'érosion karstique pourraient témoigner les petits entonnoirs et autres formes de détail que l'on observe ici et là et qui, réalisés à une échelle beaucoup plus petite, appartiennent certainement à une génération nouvelle. On pourrait en dire autant du petit poljé parsemé de buttes rocheuses ayant l'aspect de hums, terme vers lequel s'est achevée la combe de Lajoux après qu'eut disparu par recreusement karstique la communication avec les régions occidentales qu'assurait la cluse du Bois du Gyp.

L'évolution de ces dépressions s'est ralentie ensuite, par fossilisation sous les dépôts glaciaires surtout locaux; mais pendant les périodes inter-glaciaires et dans la phase plus humide qui se situe immédiatement après le Quaternaire il s'est produit une reprise de l'érosion subaérienne, sous la forme d'écoulements torrentiels, dûs aux eaux de fonte des glaces et à l'humidité plus grande. Ces écoulements qui sont responsables des entailles vigoureuses et des formes fraîches des défilés transversaux ont travaillé à évacuer les placages morainiques des vallées longitudinales et sans doute en certains points à remanier les formes karstiques pour y amorcer un réseau de vallées hiérarchisées. Mais avec la diminution de l'humidité climatique et la disparition des moraines qui faisait réapparaître les terrains calcaires fissurés du Jurassique supérieur et du Crétacé, le drainage était condamné à s'enfouir de nouveau en profondeur. Le Karst a repris possession de ces hautes régions, isolées des profondes vallées voisines et dépourvues d'eaux courantes, à de rares exceptions près (Bief des Parres, Bief Froid et Lac de Lamoura, ce dernier se déversant d'ailleurs souterrainement): on assiste à la naissance d'une nouvelle génération de formes karstiques de dimensions plus modestes. Elles n'apportent, semble-t-il, que des retouches de détail à un paysage karstique remontant au Pliocène dont le climat sans doute subtropical était plus favorable à ce système d'érosion que l'humidité constante et la fraîcheur qui règnent à l'heure actuelle sur le Jura. Il est d'ailleurs possible que certaines dépressions absolument dépourvues de Glaciaire, aient été creusées uniquement par l'érosion quaternaire et récente, torrentielle et karstique, sans que l'on sente la nécessité de faire intervenir des phases de creusement plus anciennes: c'est peut-être le cas des vallées longitudinales de petites dimensions.

Le Haut plateau des Molunes constitue ainsi une région où l'évolution morphologique a été non seulement ralentie, mais même complètement modifiée par le Karst; dépourvue de liaison normale avec les vallées qui l'enserrent, Bienne, Semine et Valserine, elle présente des formes d'érosion très différentes, quoique contemporaines, de celles que l'on observe alentour dans les zones plus ouvertes et mieux articulées; le trait essentiel de ces formes, c'est d'être

à peu près figées. C'est une région isolée, évoluant en fonction d'écoulements souterrains, enclavée comme le Retord au milieu des zones où monts et vaux bien individualisés alternent régulièrement, mais encore plus étendue et plus caractéristique d'une topographie ancienne que le haut plateau bugiste.

4° *Le val des Rousses et les monts environnants* (14)

LE PAYSAGE.

Avec la région des Rousses, nous sommes arrivés à l'extrême limite Nord-Est de la partie du Jura que nous nous sommes proposé d'étudier et, comme d'ailleurs sur le plateau des Molunes, nous avons quitté le Jura méridional proprement dit. Il semble nécessaire pourtant d'examiner cette région marginale car, s'il existe des caractères communs au secteur des Rousses et au plateau des Molunes, pour ne citer que ces deux zones voisines, certaines différences apparaissent, du fait que nous avons affaire vers les Rousses à un type de plissement différent qui détermine l'apparition de caractères morphologiques eux aussi différents: le relief est sensiblement moins massif et plus articulé que sur le plateau des Molunes. Non seulement en effet la Bienne naissante, appelée Bief de la Chaille, commence ici à creuser la vallée en gorge qui, par la cluse de Morez, ouvre une voie de passage vers l'Ain et la région des chaînons moins élevés; mais encore une simple dépression aère cette partie du Haut-Jura, le plateau-vallon des Rousses, suspendu au-dessus de la gorge du Bief de la Chaille, mais encadré par deux monts élevés, le Risoux à l'Ouest, le Noirmont à l'Est.

Si l'on tente une description plus détaillée du paysage, on constate que non seulement les aspects du Val des Rousses s'opposent à ceux des monts environnants, — ce qui n'est que très normal —, mais aussi que Noirmont et Risoux, proches par certains aspects, présentent par ailleurs entre eux des différences sensibles. Le paysage du val des Rousses est lui-même assez varié. Il s'agit d'un véritable plateau-vallon, au sens où l'entend M. Chabot [80], formant en somme gradin intermédiaire aux environs de 1.100 m. entre la vallée en gorge de la Bienne et le sommet des monts. Son ampleur ne manque pas d'étonner: sa largeur importante (2 km. 5 au droit des Rousses) ne permet pas de le ranger dans la catégorie des simples vaux synclinaux mais laisse présager un dispositif tectonique original et une longue évolution morphologique. Dans le détail, la région centrale, où ondulent des collines surbaissées aux pentes molles, modelées dans des terrains imperméables, couvertes de prairies verdoyantes, s'oppose aux régions de bordure où le relief est plus

(14) Carte géologique au 1/80.000° : feuilles de Saint-Claude et Thonon. — 1/80.000° : Saint-Claude N.-E. — 1/50.000° : Morez-Bois d'Amont. — 1/20.000° : Morez n° 7 et 8.

âpre et plus accidenté, où apparaissent des buttes aux versants raides, de petits escarpements calcaires, où la roche pointe fréquemment au milieu des buissons et du gazon court et jauni: tel est le paysage des environs du village des Rousses-d'en-bas et, vers l'Est, de la région traversée par la route de Bois-d'Amont à La Cure, entre Les Berthets et ce dernier village. Signalons enfin un trait important du paysage du val, la présence du lac des Rousses qui, large de 600 mètres environ, s'allonge sur plus de 2 km. 5: alimenté au Sud-Ouest et au Sud-Est par de très courts affluents dont les sources sont très rapprochées de la gorge du Bief de la Chaille, il donne naissance à l'Orbe qui pénètre bientôt en territoire suisse, puisqu'ici la frontière ne suit pas la ligne de partage des eaux.

Les deux monts qui encadrent le val, Noirmont et Risoux, se ressemblent par les versants en pente raide qui les caractérisent l'un et l'autre, évoquant non seulement un plissement vigoureux, mais aussi un façonnement efficace par une langue glaciaire importante; ils se ressemblent aussi par la présence de grandes forêts de sapins (Le « Noirmont »), trouées ici et là de clairières herbeuses, qui s'opposent au paysage découvert du val des Rousses. Mais ils diffèrent en revanche par d'autres traits, d'abord par l'altitude: si le Risoux dépasse à peine 1.300 m. au-dessus de Bellefontaine et se tient surtout aux alentours de 1.200 m., le Noirmont est partout plus élevé et atteint 1.571 m. au Signal. En outre, l'aspect de leurs sommets est bien différent: au-dessus de versants raides qui s'enlèvent jusqu'à 1.200 m. environ, le sommet du Risoux se présente comme un vaste plateau boisé et à peine ondulé que surmonte ici et là quelques pointements, crêts dominant la combe de Bellefontaine entre autres; c'est à peine si ce plateau est creusé sur son pourtour par une combe monoclinale oxfordienne que l'on peut suivre en particulier sur le versant S.-E., vers le fort de Risoux, où elle reçoit le nom de Combe du Vert. Ce n'est qu'un accident de détail et, dans son ensemble, le Risoux est bien un sommet trapu et massif, plateau élevé plutôt que voûte.

Il en va tout autrement du Noirmont, situé tout entier en territoire suisse: il y a bien ici et là des aplanissements, en particulier à l'Est du Signal culminant; mais la forme de plateau n'est plus exclusive, loin de là. Les crêts, les arêtes effilées, les escarpements sont nombreux, au-dessus de 1.350 m. du moins, constituant les sommets, au contraire de ce qui se passe dans le Risoux et donnant à cette montagne, déjà plus élevée, un aspect plus élancé. On remarque toutefois qu'aux alentours de 1.250/1.300 m., c'est-à-dire à une altitude voisine de celle du Risoux, l'érosion a laissé quelques traces très nettes, qu'il s'agisse de banquettes locales suspendues au-dessus des versants inférieurs et servant de socle aux sommets, comme le plateau dit des « Petits Plats » à l'Est et au-dessus de Bois-d'Amont, ou d'encoches profondes, bien localisées et karstifiées, rappelant celles du Molard-de-Don et du Taintinet, comme cet étrange Creux-du-Crouaz qui échancre le versant occidental de la montagne à hauteur du lac des Rousses. On soupçonne ici des témoins d'une phase d'érosion lointaine qui a agi de manière différente sur les deux monts: nous reviendrons sur cette question.

LE STYLE TECTONIQUE.

Si l'on examine le dispositif structural de la région des Rousses, on constate d'abord qu'au sommet de l'échelle stratigraphique apparaît un lambeau de Crétacé supérieur, Albien et Aptien, sous forme de sables verdâtres, dans le synclinal des Rousses d'amont. La présence de crétacé supérieur est assez rare dans le Jura méridional, surtout dans les chaînes de l'Est, pour mériter d'être signalée. On peut en conclure à une persistance plus tardive des mers crétacées, donc à une phase d'érosion subaérienne moins ancienne que dans certains secteurs voisins. Comme on constate la présence, ici comme ailleurs, d'aplanissements étendus qui paraissent avoir commencé à être façonnés à une époque très reculée, ainsi que nous le verrons plus loin, force est bien alors d'admettre l'importance de l'érosion marine sous faible épaisseur d'eau et des surfaces d'abrasion, qui ont dû jouer un grand rôle dans le Jura oriental plus longtemps immergé. Signalons aussi que la molasse n'apparaît pas dans les synclinaux des Rousses et de La Cure, au contraire de ce qui se passe dans le synclinal plus oriental de Mijoux. Mais il ne faut pas se hâter de conclure à une émergence locale au Vindobonien car d'une part les synclinaux du plateau des Rousses sont moins prononcés que celui de Mijoux, moins susceptibles par suite de conserver dans leurs replis des lambeaux de terrains tertiaires et d'autre part le glacier important que l'on soupçonne avoir parcouru le val des Rousses, sur la foi d'autres indices morphologiques, a pu aisément débayer les restes de molasse tendre, s'il en existait auparavant: on trouve dans les galets morainiques qui tapissent la partie centrale du plateau-vallon des Rousses des éléments qui rappellent le calcaire grumeleux de la molasse vindobonienne des environs de Lélex et Mijoux; il se pourrait donc qu'il y eût là des éléments molassiques antérieurs remaniés par le glacier.

Quant au style tectonique des environs des Rousses il rappelle en partie celui que nous avons observé sur le plateau des Molunes; on note l'alternance de lourds anticlinaux jurassiques et d'étroits synclinaux crétacés très pincés. Il ne s'agit pas d'un unique synclinal encadré par les deux anticlinaux du Risoux et du Noirmont, mais de deux synclinaux crétacés, de La Cure et des Rousses d'amont, celui des Rousses étant le plus profond, que sépare une lourde bosse anticlinale de Jurassique supérieur, plus ou moins masquée vers Le Colibri par les placages fluvio-glaciaires. Mais ce secteur, situé au Nord de La Bienne, présente aussi des différences tectoniques sensibles avec celui des Molunes, au Sud de ce torrent. Les anticlinaux du Noirmont et du Risoux qui encadrent le double synclinal des Rousses sont d'abord plus vigoureux et plus exaltés que ceux des Molunes, qui ne sont le plus souvent que des ondulations assez lâches, ne dominant que faiblement les synclinaux voisins: aucune commune mesure n'existe par exemple entre l'anticlinal du Risoux et celui qui est situé immédiatement à l'Est de Septmoncel.

Ces anticlinaux ont aussi un aspect bien différent: loin de se présenter en voûte plus ou moins surbaissée, mais à courbe régulière, comme c'est le cas des anticlinaux des Molunes et du Retord,

ils offrent des flancs redressés, surtout le flanc occidental toujours un peu déversé vers l'Ouest, mais aussi le flanc oriental — ce qui est plus original — tandis que leur sommet est assez aplati: ils rappellent en somme les bâtis de bois dans lesquels on coule le ciment et répondent à la définition des anticlinaux « coffrés » telle que l'a donnée M. Glangeaud [26]. C'est le cas du Noirmont comme du Risoux, ce dernier présentant des ondulations synclinales secondaires mais s'étalant en fait jusqu'au droit de Morbier, puisqu'au Nord-Est de Morez la belle combe oxfordienne de Bellefontaine est encore creusée dans ce large anticlinal.

Enfin si l'on considère l'ensemble du secteur qui s'étend de Saint-Cergue, en Suisse, à Morbier, on ne peut s'empêcher d'être frappé par l'ampleur des masses anticlinales et synclinales juxtaposées et par la rigidité du dispositif structural d'ensemble: on a l'impression que les phénomènes de plissement sont secondaires et que l'on est en présence de blocs alternativement soulevés et effondrés qui ont joué les uns par rapport aux autres, sans qu'il se produise de véritables fractures par suite de la plasticité des couches mises en œuvre, qui pourtant ne se sont plissées que localement. Ainsi s'opposeraient les deux blocs soulevés du Risoux et du Noirmont et le bloc effondré des Rousses. Celui-ci, assez fortement plissé sur les bordures, ce qui est en plein accord avec les observations de M. Glangeaud dans le Jura comtois, présente dans sa partie médiane une ondulation anticlinale secondaire. Ici, comme en bien des endroits du Jura, on soupçonne l'influence du socle profond et des jeux de blocs morcelés, dont les échos se retrouvent, à peine atténués par les plissements superficiels d'une couverture sédimentaire relativement peu épaisse.

LES FORMES DU RELIEF ET L'ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE.

L'existence de blocs assez rigides alternativement soulevés et effondrés et l'importance des mouvements à résultante verticale par rapport aux plissements proprement dits, permet d'entrevoir la possibilité de déceler plus sûrement, en certains points, les traces de formes d'érosion d'âge très ancien, à condition d'y voir en partie, rappelons-le, des indices d'abrasion. On peut espérer en effet que les témoins de phases anciennes d'érosion ont été moins déformés que dans les régions plus fortement plissées et sont encore en partie inscrits dans les aspects du relief actuel.

Examinons d'abord le plateau-vallon des Rousses (15). Nous avons vu que l'on pouvait distinguer la partie centrale, au relief plus indécis et aux pentes plus douces modelées dans les dépôts argileux fluvio-glaciaires, et les bordures plus sèches où apparaissent les terrains crétacés durs, redressés souvent à la verticale, donnant naissance à un relief de barres séparées par des sillons étroits qui sont évidés dans les bandes plus tendres de l'Hauterivien et parfois de l'Albien et de l'Aptien. Cette distinction repose sur la différence de

style tectonique, qui oppose les synclinaux étroits des bordures du plateau au dispositif anticlinal de la zone médiane, et aussi sur les changements de terrains. Mais dans quelque partie du plateau que l'on se trouve, le relief est manifestement sous la dépendance d'une surface d'érosion d'origine ancienne. On la rencontre sur les sommets des barres, à l'Ouest vers les Rousses d'amont, aux alentours de 1.120 m., à l'Est, entre les Berthets et La Cure, à une altitude un peu supérieure, vers 1.140/1.150 m.: partout les terrains de l'Urgonien et du Valanginien durs y ont été tranchés par de petits aplanissements exigus, mais très nets, qui représentent de toute évidence des témoins de la surface d'érosion à partir de laquelle a été réalisé ce relief appalachien miniature, par creusement des bandes plus tendres. On retrouve aussi cet aplanissement, vers 1.150 m., dans le petit plateau qui porte le Fort des Rousses et tranche l'Urgonien ployé en synclinal. On le retrouve enfin dans la partie médiane, soit à découvert, soit dissimulé sous un placage morainique assez peu épais. Il recoupe la légère ondulation anticlinale à une altitude un peu moins élevée (1.100 m. en moyenne) et s'inscrit sur le Valanginien au Nord et sur le Jurassique supérieur au Sud, en particulier vers le lieudit Le Platelet, au nom si caractéristique.

Mais cette surface d'érosion n'est pas simple; son élaboration a dû être particulièrement compliquée si l'on en juge par les déformations qu'elle a subies, les différents aspects qu'elle revêt et les divers complexes structuraux qu'elle affecte. Il est évident que, même s'il s'agit à l'origine d'une seule surface ayant affecté tout le plateau, ce n'est plus exactement le même aplanissement que l'on rencontre sur les terrains du centre du val à peine ondulés en anticlinal et sur les synclinaux de bordure énergiquement plissés: on retrouve le même problème que sur le Retord, où les zones peu plissées, susceptibles de renfermer de très anciennes surfaces peu dérangées, alternent avec les synclinaux crétacés très pincés. On peut penser dans ces conditions que la surface d'érosion, ou plutôt plus vraisemblablement d'abrasion, post-crétacée, qui est à l'origine de toute l'évolution morphologique de la région, est mieux conservée dans la partie centrale du val où les mouvements ultérieurs du Pontien ont été de moindre ampleur. On constate que non seulement le Crétacé, mais parfois même une partie du Jurassique supérieur ont disparu, enlevés par l'abrasion marine et, plus tard, par l'érosion subaérienne. Il s'agit certainement d'ailleurs d'une phase d'érosion longue et complexe, entrecoupée peut-être de périodes de sédimentation, car l'absence actuelle de molasse ne prouve pas forcément que ce terrain tertiaire ne se soit jamais déposé au fond d'un golfe ou d'un bras de mer: on trouve en effet du Vindobonien non loin de là dans le Val Mijoux, la Combe d'Euvaz et, plus à l'Ouest, ce qui est une indication sur l'extension de la mer molassique, dans le val de Saint-Laurent-Grandvaux.

Nous sommes donc en présence d'une surface polygénique ayant commencé à se façonner dès la fin du Crétacé, sans doute sous forme d'une surface d'abrasion réalisée sous une mince pellicule d'eau, remaniée probablement à l'Oligocène et au Miocène par l'érosion subaérienne, puisqu'on ne trouve dans la région ni Stampien, ni

Aquitanien, ni Burdigalien marins, et enfin ensevelie probablement sous les dépôts vindoboniens déblayés ultérieurement. Cette surface complexe éocène et oligo-miocène a été bouleversée par les mouvements paroxysmaux pontiens; mais, étant donné la tectonique de blocs soulevés et effondrés qui règne dans ce secteur jurassien, il semble que les très anciens aplanissements aient été surtout disloqués, abaissés et séparés des autres éléments de même origine que nous retrouverons sur le Noirmont et le Risoux. Cela est probable au moins pour la partie centrale du plateau-vallon des Rousses, là où le plissement pontien ne s'est traduit que par une légère ondulation anticlinale, reprenant sans doute à peine les anciens bouleversements oligocènes à grand rayon de courbure. C'est ici que l'on doit retrouver, sur le plateau rabotant ce petit anticlinal, un élément presque authentique et originel des aplanissements pré-pontiens.

Il n'en va pas de même sur les bordures où, de toute évidence, les synclinaux énergiquement plissés sont en grande partie l'œuvre des mouvements pontiens. Là, par conséquent, on ne saurait retrouver des éléments presque intacts des anciennes surfaces. Ceux qui tranchent les sommets des barres et à partir desquels a été élaboré le relief appalachien miniature ne sont que dérivés des aplanissements pré-pontiens, fortement remaniés par la phase d'érosion qui a suivi les plissements pontiens. Il est d'ailleurs assez difficile de déterminer l'âge exact de ce remaniement et du niveau qui tranche les barres de la bordure du val. S'agit-il du pliocène inférieur? On peut le conjecturer par analogie avec les traces d'un niveau datant de cette époque, nombreuses dans le reste du Jura, quoique l'altitude soit ici un peu supérieure. Toutefois, comment ne pas penser que, pendant les surrections des monts voisins, surtout le Noirmont, et immédiatement après ce plissement pontien l'érosion, sollicitée par un volume montagneux important, n'ait pas arraché à ces monts des débris qui se seraient accumulés au Pliocène inférieur dans le val et l'auraient en partie remblayé. Il ne serait plus possible dès lors de parler d'érosion sur le plateau-vallon des Rousses à cette époque. Il est probable en réalité qu'au niveau du val lui-même, érosion et accumulation ont été à peu près concomitantes et que le remblaiement pliocène du val a été de courte durée, déblayé bientôt par la vague d'érosion qui avait été déclenchée par le soulèvement de la montagne et commençait à creuser la vallée du Bief de la Chaille et de la Bienne.

On peut donc concevoir que dès la fin du Pliocène inférieur et pendant le Pliocène moyen l'érosion travaillait à remanier les aplanissements pré-pontiens, surtout sur les bordures où ceux-ci avaient été particulièrement bouleversés. Mais alors, au fur et à mesure que se creusait la vallée du Bief de la Chaille, un danger menaçait l'érosion subaérienne: la karstification. La phase d'aplanissement normal devait être de courte durée. Dans les terrains crétacés et jurassiques fissurés les eaux se sont rapidement enfouies, sollicitées par l'appel au vide que créait le creusement de la vallée, si l'on admet que la Bienne commençait à s'esquisser à cette époque. Ainsi à une phase brève de creusement de type normal succéda une période de karstification et de façonnement du plateau-vallon des Rousses en

fonction d'emposieux et d'écoulements souterrains: cette évolution karstique pliocène devait être encore accélérée par les mouvements du Pliocène supérieur qui ont eu surtout pour résultante de soulever encore plus cette région orientale, donc de déterminer un recouvrement des vallées (c'est peut-être même à ce moment-là seulement que la vallée de la Bienne s'individualisa vraiment) et par suite d'accélérer l'appel au vide.

Si l'on essaie ensuite de reconstituer l'évolution post-pliocène du plateau des Rousses, on est amené par l'observation des terrains et des formes du relief à admettre que les glaces rissiennes et plus anciennes, en provenance des Alpes par le col de Saint-Cergue (1.232 m.) et mélangées aux glaces locales, puis plus tard les glaces würmiennes issues des sommets voisins (car on ne saurait admettre à cette altitude une remontée des glaces würmiennes alpines) ont remanié assez sensiblement les formes du relief. Même si l'on n'admet pas à ces altitudes élevées une épaisseur de glace supérieure à 100 m., ces langues glaciaires quaternaires ont dû exercer une action assez efficace, affouillant et redressant la base des versants des monts environnants, surtout le versant du Risoux particulièrement abrupt, tendant ainsi à réaliser la forme d'une auge à large base. Il est hors de doute aussi que ces courants de glace ont contribué à creuser le plateau-vallon, remaniant par là même les aplanissements mi-normaux, mi-karstiques précédents. Cette action semble avoir été particulièrement sensible sur la bordure Nord-Ouest du val où l'hydrographie, lac des Rousses et Orbe en aval, se trouve concentrée; il est vrai que la tectonique s'y prêtait, puisque c'est sur cette même bordure que se trouve conservé le lambeau de Crétacé supérieur, ce qui indique bien que le synclinal se trouve plus profondément creusé de ce côté.

En outre, comme partout ailleurs dans le Jura, les glaciations quaternaires ont interrompu l'évolution karstique en obstruant pour un temps les fissures du calcaire par le placage argileux qu'elles apportaient et en déterminant, par la fusion des glaces, d'abondantes quantités d'eau capables de triompher des pertes subies dans les couches criblées de diaclases: ces eaux de fonte issues des glaciers en retrait pendant les phases inter-glaciaires et immédiatement post-glaciaire sont en grande partie responsables des sillons creusés dans les bandes plus tendres des synclinaux de bordure du plateau, car on ne voit guère à l'heure actuelle d'écoulements capables de buriner ces étroites dépressions longitudinales. Erosion et accumulation ont d'ailleurs coexisté, puisque des placages de moraines de fond se trouvent conservés dans la partie centrale du plateau-vallon contribuant à adoucir et à rendre plus frais le paysage de ce secteur.

Mais la fossilisation par les placages glaciaires et la reprise d'une vigoureuse érosion subaérienne devaient être de courte durée, car c'est de nouveau vers la karstification que tend l'évolution actuelle. Le Bief Noir et l'autre affluent du lac des Rousses sont de pauvres ruisseaux, souvent asséchés, et ne drainent guère le plateau: le lac lui-même connaît des variations de niveau importantes. Les dolines sont nombreuses comme les entonnoirs et attestent de l'importance de plus en plus grande prise par l'enfouissement des eaux en pro-

fondeur. Un danger menace en effet tout le système de drainage vers l'Orbe et le Nord-Est: c'est la gorge profonde du Bief de la Chaille, c'est-à-dire de la Bienne naissante. Si les ruisseaux du plateau des Rousses sont peu fournis, les résurgences nombreuses dans le fond de la gorge sont actives, surtout la grosse source de la Doye, juste en amont du Pont de Morez. Il est évident qu'à l'heure actuelle, on assiste à une conquête du bassin supérieur de l'Orbe par le drainage souterrain en direction de la Bienne, drainage favorisé par la profondeur de la gorge du Bief de la Chaille et le caractère perché du plateau-vallon des Rousses. Peu à peu se réalisent des captures souterraines et l'on peut déjà constater que la partie amont des vallées des ruisseaux affluents du lac des Rousses, dangereusement placée près de la gorge, se trouve asséchée.

Il peut paraître intéressant de comparer cette évolution morphologique du plateau des Rousses à celle des sommets environnants, les liaisons étroites qui existent entre la tectonique du val et celle des monts voisins faisant présager des ressemblances non moins grandes dans les aspects morphologiques. Toutefois, comme nous l'avons déjà noté, il existe entre le Risoux et le Noirmont des différences sensibles dans le paysage qui correspondent à des différences de structure et d'évolution morphologique.

Sommet trapu et massif, le Risoux (16) a plutôt l'aspect d'un haut plateau que d'un mont, au sens de voûte où on l'entend habituellement. En dehors de quelques crêts en rapport avec la présence des couches plus dures et redressées du Rauracien et du Séquanien, principalement sur la bordure Nord-Ouest vers le Crêt à la Dame, l'altitude de ce plateau couvert de superbes sapinières oscille autour de 1.200 m. Sur son pourtour, les différences lithologiques ont été légèrement mises en valeur par l'érosion: combe dans l'Oxfordien marneux plus tendre au Sud-Est (Combe du Vert), et au Nord-Ouest (Combe des Entreroches); à l'Ouest, dépression plus ample qui abrite les prés et les petites cultures du hameau de Trélarce. Mais, en dehors de ces points assez limités, le Risoux s'identifie à un plateau massif, à peine ondulé et seulement creusé de nombreuses dolines. La surface topographique recoupe toute une série d'ondulations anticlinales et synclinales qui font affleurer en alternance Rauracien, Séquanien, Kimmeridgien et Portlandien, car il ne s'agit pas d'un simple anticlinal raboté par l'érosion, mais d'un véritable anticlinorium qui s'étend du synclinal des Rousses au synclinal de Morbier. De toute façon, l'aplanissement est évident et le dispositif structural n'explique pas la majeure partie des formes du relief.

Seulement, comme sur le plateau-vallon des Rousses, il s'agit d'un aplanissement complexe, quoique l'évolution récente ait été ici un peu différente. L'étendue de cette surface d'érosion et son altitude assez élevée font déjà soupçonner que la seule érosion pliocène ne peut en être responsable et que le début de son élaboration remonte plus loin dans le temps. En outre, près de la petite route allant des Rousses-d'en-bas au Fort du Risoux, vers le rebord du plateau, on

(16) 1/20.000° : Morez, n° 4 et 8.

observe des brèches coincées dans des fissures de calcaire, qui ressemblent aux dépôts sidérolithiques signalés sur le versant Ouest du Molard-de-Don et sur les plateaux de l'Île Crémieu et marquée Sm sur la carte géologique (feuille de Chambéry 1/80.000^e). On sait que l'élaboration de ces dépôts ne saurait s'accorder avec le climat tropical chaud et humide qui a régné au Pliocène sur le Jura; il ne peut s'agir que de témoins de croûte formée sous un climat désertique ou subdésertique, c'est-à-dire remontant à l'Oligocène (Aquitaniens) et même à l'Eocène, époques auxquelles le climat était beaucoup plus chaud et sec. On peut donc penser qu'à l'origine, le plateau du Risoux représente un lambeau de la très vieille surface polygénique pré-pontienne, surface d'abrasion éocène et peut-être surface d'érosion oligo-miocène que nous avons déjà décelée dans le val des Rousses; probablement fossilisée par la molasse vindobonienne, elle a été soulevée, déformée et séparée du fragment effondré des Rousses par les bouleversements pontiens. Dans ce bloc massif du Risoux où les mouvements de surrection l'importent nettement sur les plissements qui sont peu accentués en dehors des zones marginales, il est probable que les déformations de ces anciens aplanissements ont été moins accusées qu'on pourrait le penser de prime abord et que les fragments des surfaces pré-pontiennes ont été surtout soulevés.

Néanmoins, le caractère subhorizontal du plateau du Risoux peut sembler étrange et fait soupçonner que l'évolution de cet ancien aplanissement ne s'est pas arrêté là. Les mouvements pontiens de plissement et de surrection ayant été en effet moins intenses que dans le Noirmont, la surface polygénique pré-pontienne a été ici relativement peu soulevée et ramenée à peu près dans le plan d'érosion pliocène, au moins du Pliocène inférieur; on remarquera que la bordure orientale du haut plateau du Risoux (1.200 m.) n'est guère plus élevée que les sommets des barres qui ont été mises en valeur dans le synclinal de La Cure (1.173 m.), au Sud-Est du plateau des Rousses. Ce remaniement pliocène inférieur n'a d'ailleurs pas dû être longtemps effectué par une érosion de type normal; tout au plus a-t-il pu y avoir une phase fugitive d'aplanissement par drainage subaérien au début du Pliocène, au moment où le plateau des Rousses était un peu remblayé par les matériaux arrachés au Noirmont, et en liaison avec cette surface de remblaiement. L'érosion de type karstique, drainage en fonction d'entonnoirs et d'écoulements souterrains et même planation karstique, devait bien vite s'installer dans cette zone, malgré tout relativement soulevée. Ce processus karstique devait s'accélérer au Pliocène moyen et supérieur quand les mouvements fini-pliocènes accentuèrent la surrection des chaînes et au fur et à mesure que se creusait la gorge de la Bienne à 500 mètres en contre-bas du Risoux. De toute façon, que ce soit par érosion normale ou par érosion karstique, c'est le remaniement des anciens aplanissements pré-pontiens par l'érosion pliocène qui explique l'étendue du coup de rabot du plateau du Risoux et son caractère subhorizontal. Nous retrouvons là, un trait caractéristique de presque toutes les hautes surfaces du Jura méridional, du moins de celles qui apparaissent encore aujourd'hui très peu déformées

et néanmoins isolées des morsures manifestement récentes que l'on observe sur les versants des vallées.

Quelle fut ensuite l'évolution récente de ce haut plateau du Risoux? L'altitude élevée (1.200 m. et plus) interdit d'attribuer un rôle important à l'érosion des glaces qui n'ont jamais dû être très épaisses, car les plus hauts blocs erratiques ne se rencontrent pas dans le Jura au-dessus de 1.200 m. et les glaciers locaux n'ont jamais été très importants à cette altitude malgré tout assez faible. Il est probable en revanche que, sur les sortes de nunataks qui émergeaient par endroits au-dessus des langues glaciaires, la désagrégation des roches et les coulées de solifluction, autrement dit les phénomènes périglaciaires, ont dû être assez actifs et contribuer à rendre encore plus parfaits les aplanissements; signalons cependant qu'il ne faut pas exagérer leur importance car les indices de telles coulées sont bien maigres à l'heure actuelle et, même sur les versants, c'est la roche en place qui apparaît le plus souvent, comme presque toujours d'ailleurs sur les hautes surfaces du Jura méridional, ainsi que nous l'avons noté à propos de la forêt de Champfremier. Enfin, avec le dessèchement progressif du climat depuis le Quaternaire et le retour à un régime d'eau courantes moins abondantes, la karstification s'est de nouveau emparée de ce haut plateau où dolines et dépressions fermées ne se comptent plus; même les combes oxfordiennes de bordure ne sont plus drainées et le petit torrent qui se jette dans la Bienne sous Gouland, entre Les Rousses et Morez, ne pousse plus sa tête de source jusqu'à la combe du Vert. Ici comme ailleurs, les formes du relief se figent sur les sommets aplanis, la désorganisation de l'hydrographie et l'anarchie des formes topographiques montrent assez que le karst retrouve peu à peu partout son domaine pliocène dont il avait été frustré par la période froide et humide quaternaire.

De l'autre côté du plateau-vallon des Rousses, le paysage est assez différent (17). Ce n'est plus un haut plateau massif que l'on a sous les yeux, mais une véritable chaîne qui offre plusieurs lignes de crêtes aux versants parfois fort raides, séparées par des dépressions longitudinales bien marquées et qui se profile à une altitude plus élevée dépassant 1.500 m. Les pentes escarpées, les crêts et abrupts de calcaires bleuâtres, les alpages des sommets cernés de sombres forêts sur les versants, cette altitude plus forte elle-même, tout annonce la chaîne la plus élevée des Monts-Jura; de fait la Dôle et la Faucille sont toutes proches; au delà du Noirmont, c'est le grand versant qui dévale jusqu'au plateau suisse effondré et qu'escalade par de multiples lacets la route de Nyon à Saint-Cergue. Il existe pourtant quelques formes plus mûres, où les pentes sont plus adoucies et cèdent même parfois la place à de petites plates-formes: c'est le cas du passage ouvert à travers le chaînon d'Est en Ouest au col de Saint-Cergue (ou de la Givrine) aux alentours de 1.230 m., qui ressemble plus à une vallée mûre, reliée sans pente excessive

(17) 1/50.000° : Morez - Bois d'Amont.

au val des Rousses vers La Cure, qu'à un défilé; c'est le cas surtout des petits plateaux qui échancrent le versant occidental du Noirmont et sont suspendus à 250 m. environ au-dessus de Bois-d'Amont. Mais ces formes aplanies plus douces sont très localisées et comptent peu dans la morphologie de la dernière chaîne du Jura.

Si le paysage du Noirmont diffère ainsi sensiblement de celui du Risoux, c'est que les conditions tectoniques et l'évolution morphologique sont elles aussi différentes. Un fait domine ici : l'intensité du plissement et du soulèvement qui ont affecté le Noirmont et qui sont bien plus accentués que dans le Risoux. On retrouve d'ailleurs là un trait caractéristique de la haute chaîne entre la Faucille et le Grand Credo, qui se distingue des chaînons du reste du Bugey par la vigueur et l'exaltation du plissement. Il est évident que dans ces conditions les anciennes surfaces d'érosion pré-pontiennes, qui avaient sans doute mordu aussi sur le Noirmont, ont été déformées et bouleversées par le plissement paroxysmal au point d'être actuellement à peu près méconnaissables et sans influence sur le relief : tout au plus pourrait-on les retrouver en certains points des versants, surtout le versant oriental du Noirmont, ou les reconstituer à peu près tangentes à certains sommets et déformées en dôme; mais il s'agit plutôt d'une vue de l'esprit que de la réalité. La vigueur de la surrection pontienne a en effet porté ici le faite du Noirmont bien au-dessus du plan d'érosion du Pliocène inférieur, et par suite aucun remaniement ultérieur n'a pu se produire, qui aurait déterminé la formation d'un large sommet aplani en plateau étendu, comme cela a été le cas pour le Risoux.

On peut fort bien concevoir en revanche que l'érosion pliocène ait mordu localement ici et là sur les versants, entraînant l'apparition d'encoches et de replats relativement peu étendus. C'est sans doute parmi ces formes pliocènes qu'il faut ranger les banquettes subhorizontales, larges de 3 à 400 m. qui, vers 1.260-1.300 m., échancrent le versant occidental du Noirmont et, suspendues au-dessus des bas versants fort raides, forment comme un piédestal aux sommets : tel est le cas du replat herbeux des Petits Plats, au nom significatif, à l'Est de Bois-d'Amont, et de celui de la Baragne un peu au Sud-Ouest. L'altitude de ces formes aplanies est à peu près équivalente à celle du Risoux, un peu supérieure seulement, ce qui s'explique d'ailleurs puisqu'ici l'érosion pliocène ne retrouvait pas des aplanissements antérieurs qui lui auraient facilité la tâche. Sans doute aussi faut-il rattacher à ces formes post-pontiennes l'étrange et profonde encoche du Creux du Crouaz, située elle aussi sur le versant occidental du Noirmont, au Nord du Signal culminant et au droit du Lac des Rousses. Il s'agit d'une encoche, ultérieurement karstifiée et légèrement recreusée, qui est suspendue au-dessus d'un petit ravin à pente rapide et communique avec l'extérieur par une étroite ouverture. A l'examiner on songe irrésistiblement aux encoches qui trouent ici et là le versant occidental du Taintinet à l'extrémité Sud-Ouest du Jura et que l'on a cru devoir rapporter, après M. Cholley, à la phase d'érosion du Pliocène inférieur. L'altitude est certes un peu plus élevée (1.376 m.) ; mais la morsure d'érosion est aussi beaucoup moins développée que les replats signalés plus haut.

L'étude de la structure nous a montré l'opposition entre le style véritablement plissé qui affecte le Noirmont et le style de blocs alternativement soulevés et effondrés qui commence avec le plateau-val-lon des Rousses et s'étend à la majeure partie du Jura dit plissé; les dislocations du socle et les jeux de blocs y jouent un rôle prédominant qui l'emporte de beaucoup sur les plissements d'une couverture peu épaisse et cependant assez plastique pour ne pas toujours être faillée. Il n'est pas étonnant dès lors — l'examen du relief nous l'a révélé — que les anciens aplanissements aient été diversement conservés dans le paysage actuel, suivant que les plissements ou les mouvements surtout verticaux l'emportaient : ici les surfaces pré-pontiennes ne peuvent être reconstituées que de façon bien hypothétique et avec un certain travail d'imagination; là au contraire une surrection moins forte, jointe à des déformations modérées, a fait qu'elles ont été largement remaniées par les phases d'érosion postérieures et qu'elles apparaissent de ce fait avec beaucoup d'ampleur et de netteté dans le paysage actuel.

CHAPITRE X

LES SURFACES D'ÉROSION ANTÉ-PLIOCÈNES DU HAUT-BUGEY CENTRAL ET ORIENTAL (Fin)

III. — LES SOMMETS APLANIS DU HAUT-BUGEY CENTRAL

1° Aspects d'ensemble

On retrouve le niveau d'érosion de Retord-Molunes, en dehors des hauts plateaux, sur les sommets situés plus à l'Ouest ou du moins dans les lieux tout proches de ces sommets. Le plus souvent en effet, il n'est pas possible de parler de « monts », au sens structural du mot, dans cette région du Haut-Bugey. Nous n'avons plus sous les yeux les voûtes primitives: les monts ont été tronqués par de petites surfaces aplanies qui recoupent nettement les couches. Les altitudes de ces divers aplanissements ne sont pas identiques puisque l'intensité du plissement n'a pas été la même partout. Elles s'abaissent de l'Est vers l'Ouest, passant de 1.100-1.130 m. pour les aplanissements de la Forêt des Moussières à 1.000 m. environ dans les Joux Noires et 750 à 800 m. dans les Joux Blanches. Elles ont été en outre souvent déformées sous l'effet du paroxysme de plissement pontien et remaniées ensuite par l'érosion karstique surtout (1).

On peut se demander si l'on a bien sous les yeux des lambeaux d'aplanissement pré-pontiens, si l'on n'est pas simplement en présence de surfaces plus récentes, postérieures au plissement pontien. Il semble que l'âge pré-pontien puisse être établi avec certitude ou du moins que ces surfaces aient commencé à évoluer et aient été façonnées dans leurs principaux traits avant le plissement pontien et doivent seulement une partie de leurs aspects à la période post-pontienne. Il s'agit toujours en effet de surfaces aplanies véritablement perchées, cernées par des ruptures de pente très nettes qui interdisent de voir une liaison normale entre ces aplanissements qui tronquent les sommets et les versants substructuraux qui épousent plus ou moins fidèlement les pliements secondaires des terrains et autres complications visiblement pontiennes. On ne peut pas davan-

(1) Sur ce remaniement cf. 4^e Partie, A., Chap. II.

tage relier ces surfaces d'érosion des sommets avec les replats de versants qui sont manifestement les restes d'anciennes vallées post-pontiennes, probablement pliocènes, faisant partie d'un système cohérent et hiérarchisé, et que nous étudierons dans la troisième partie. On peut en conclure que les plissements pontiens ont repris et compliqué des plis antérieurs et ont surélevé, en les déformant souvent, des aplanissements pré-pontiens qui s'étaient exercés aux dépens des anciens plissements. Qu'il y ait eu ensuite reprise et remaniement de ces lambeaux de surfaces aplanies par l'érosion fluviale post pontienne, cela est possible en certains points, particulièrement lorsque les mouvements tectoniques du Pontien ont basculé fortement ces surfaces et les ont rendues plus accessibles aux attaques de l'érosion post-pontienne en atténuant l'angle suivant lequel elles recoupent les versants: c'est un exemple de plus de surface polygénique. Mais il semble que, dans la majorité des cas, ces aplanissements ont surtout évolué, postérieurement au plissement pontien, sous l'effet de l'érosion karstique en raison du soulèvement et de la perméabilité des terrains.

2° *Les Joux-Noires* (2)

Un bon exemple de ces anciennes surfaces perchées se rencontre dans la chaîne des Joux-Noires, au Signal des Monts d'Ain (1.120 m.) qui domine la ville de Nantua (fig. 3, ph. 20). Si l'on se dirige vers le Signal en partant du village de Port, on gravit d'abord un talus en pente raide qui correspond à la grande flexure par laquelle les terrains des Joux-Noires s'ennoient sous la plaine fluvio-glaciaire de La Cluse. Puis l'on débouche sur le plateau de Chamoise, incliné en pente douce du Sud-Est vers le Nord-Ouest, tout comme la couche de kimmeridgien qui lui sert de soubassement: forme essentiellement structurale là aussi. Mais au S./S.-W. de Nantua le paysage change brusquement: au plateau couvert de pâturages et piqué de granges succède un talus boisé. C'est par des pentes très raides que l'on accède au petit plateau supérieur d'altitude voisine de 1.100 m., à l'extrémité S.-E. duquel se trouve le Signal. Ici, plus rien qui soit influencé par la structure: Kimmeridgien, Séquanien et Rauracien, assez redressés, sont tranchés par la surface topographique et cet aplanissement fait un angle élevé avec les versants gravis jusque-là. C'est une région isolée des attaques de l'érosion plio-quaternaire, dont le façonnement remonte à une phase plus ancienne.

Dans cette chaîne des Joux-Noires on retrouve d'autres aplanissements du même type. Au Sud l'agencement des formes du relief que l'on a relevé au Signal des Monts d'Ain se répète sur le plateau de Chevillard, entre le ravin du Vaud et celui du Valey, et dans la Forêt de Meyriat, au Sud du Valey. Sur ces deux plateaux Séquanien, Rauracien, Bathonien et Bajocien sont tranchés vers 1.000 m. par une surface aplanie, peu déformée, entaillée seulement par de petites combes monoclinales modelées dans les marnes oxfordiennes, au Nord et au Sud des ruines de l'abbaye de Meyriat. Plus au Sud

(2) 1/80.000°: Nantua N.O. et N.E. — 1/50.000°: Nantua.

encore, dans le Molard de l'Orge (fig. 23 et 28), à l'Est d'Outriaz et de Lantenay, les aplanissements s'inscrivent surtout sur le Bajocien dont la voûte est tranchée vers 1.000-1.030 m. aux abords du col de Pisseloup; à l'Ouest la combe monoclinale oxfordienne suivie par la route d'Outriaz à Corcelles ou Brénod, est plus profondément affouillée et l'érosion post-pontienne a démantelé en partie la surface aplanie sur le Rauracien et y a fait apparaître des formes structurales, comme les crêtes cotés 958 au S.-E. de Lantenay et 969 à l'Est d'Izenave. Mais plus au Sud, avec le plateau rauracien situé à l'Ouest de Cléon, les aplanissements redeviennent plus nets. Remarquons d'ailleurs que ces surfaces des sommets ne sont pas absolument planes: elles sont parfois surmontées de buttes escarpées qui correspondent à des ploiements brusques des terrains, ce qui montre les effets locaux du plissement pontien dans des couches dures et peu épaisses: dans l'ensemble les anciennes surfaces ont été soulevées et ce n'est que par endroits que des rides secondaires se sont produites, tandis que sur les bordures des anciens plissements apparaissent les fractures qui représentent en surface l'écho des failles-plis du socle, comme ici sur le bord du val de Brénod. De telles buttes, déformant partiellement la surface supérieure, apparaissent au Nord et au Sud du col de Pisseloup. Nous retrouvons les mêmes formes de relief que sur le plateau de Retord, ce qui prouve qu'il est légitime de rapprocher ces deux types de surfaces.

Au Nord de la cluse de Nantua les Joux-Noires se poursuivent, après torsion vers l'Est en direction d'Apremont et des Roches de la Chaux. A l'Ouest de la combe d'Apremont (fig. 26 et 30), creusée jusqu'à faire apparaître le noyau bathonien, on observe, toujours vers 1.000 m. d'altitude, des sommets aplanis recoupant les terrains redressés vers l'Est du Séquanien et Rauracien. Ces surfaces d'érosion dominant par un talus bien net les plateaux substructuraux de Kimmeridgien situés vers 750 m. à l'Ouest: c'est en somme le même paysage que celui des Monts d'Ain. Au plateau de Chamoise correspondent les plateaux du Don au Nord du Lac de Nantua, et de la Forêt de Montréal. Le « Mont » de Nantua (un peu plus de 900 m.), recoupant nettement les couches, et le plateau allongé sensiblement Nord-Sud du Signal de la Gotette à la ferme de La Tour s'apparentent au plateau du Signal des Monts d'Ain. Bien entendu, les formes structurales ne sont pas exclues à l'intérieur ou en bordure de ces aplanissements, tel le signal de La Gotette qui est un véritable crêt dominant la combe d'Apremont. A l'Est de la Combe, la retombée orientale de la voûte, disloquée d'ailleurs, présente elle aussi des surfaces aplanies qui tronquent le Rauracien et le Séquanien, en pendage vers l'Est cette fois; mais les altitudes sont plus basses, les formes plus émoussées et les cols, comme celui où passe la petite route d'Apremont à Charix, à peine marqués. On soupçonne qu'ici l'on n'a plus affaire à la surface primitive des sommets et qu'une phase ultérieure d'érosion a fait sentir ses effets, phase sur laquelle nous allons bientôt revenir. Plus au Nord enfin, sur la feuille de Saint-Claude, des lambeaux d'aplanissements, beaucoup plus restreints, cernés de combes assez profondes, apparaissent vers 1.050-1.100 m. dans la région de la Roche de la Chaux, au Nord et au Sud

de Grand Pré et du ravin de la Sarsouille (fig. 31). Mais le relief est très déchiqueté dans ce district et les formes structurales, dégagées au cours d'une phase ultérieure d'érosion ou dues à une reprise du plissement, sont nombreuses et l'emportent ici sur les aplanissements anciens.

3° *Les chaînes orientales* (3)

A l'Est des Joux-Noires, c'est à des altitudes plus fortes que nous observons d'autres exemples de surfaces tronquant les voûtes anticlinales, car nous nous trouvons dans des zones où le plissement pontien a été le plus énergique et a soulevé davantage les lambeaux d'aplanissements antérieurs. C'est dans la chaîne qui porte les noms successifs de Forêt des Moussières, Bois de Champdor, Forêt de Cormaranche et Planachat, que l'on trouve peut-être les plus beaux types de ces aires aplanies. N'est-ce pas ici d'ailleurs que J.-B. Martin a choisi l'un des plateaux qui caractérisaient à ses yeux la surface supérieure d'érosion, en parlant du cycle de Planachat-Corent? De fait la voûte de cet anticlinal est partout recoupée par un plateau qui s'inscrit tantôt sur le Rauracien, comme à la Roche Samuel (1.189 mètres) au Sud-Est de Brénod (fig. 28), au Bois de Champdor ou au Planachat, petite surface étonnamment aplanie, cernée de pentes raides (1.237 m.) (fig. 23 et 40), tantôt sur le Kimmeridgien et Séquanien, comme dans la Forêt de Gervais à l'Est de Thézillieu. Il peut arriver que des formes structurales apparaissent localement, des crêts surtout comme le Signal de Cormaranche qui, à l'extrémité Nord du Planachat, domine la combe de Mazières ou comme les crêts situés au N./N.-E. du Col de la Pierretailée, sur la route de Ruffieu à Hauteville, ou encore au N.-E. de la Roche Samuel. Il peut arriver aussi que cette haute surface soit entaillée de combes, comme celle qui s'esquisse dans l'Oxfordien au S.-E. de la Roche Samuel et surtout comme la Combe de Mazières (ph. 21), indices d'une reprise du creusement que nous aurons bientôt l'occasion d'examiner. Il n'en reste pas moins que nous avons là un très beau type d'aplanissement qui tronque une voûte anticlinale. Bien plus, M. Cholley a noté la présence d'argiles rouges épaisses donnant des indications sur l'intensité du ruissellement et de la décomposition des roches qui a caractérisé la période climatique pendant laquelle s'est façonnée cette surface d'érosion [93].

Le même type de paysage et de dépôts s'observe un peu plus au Nord, dans la Forêt des Moussières, sur les sommets situés à l'Est de la combe de Macconod (N.-E. de Brénod): immédiatement à l'Est des Crêts, peu marqués d'ailleurs, qui dominent la vallée de l'Albarine supérieure, un plateau étroit et allongé du Nord au Sud recoupe, vers 1.040 m., les terrains du Rauracien et de l'Astartien. On y remarque aussi des traces d'argile rouge ou rouge-jaune que l'on peut rapprocher de celle de la Roche Samuel et de celle que l'on a notée vers Buclaloup dans la Forêt de Champfromier. Le sommet de cette chaîne des Moussières-Cormaranche constitue ainsi une

(3) 1/80.000°: Nantua N.E. et S.E. — 1/50.000°: Nantua, Saint-Julien-en-Genevois.

surface d'aplanissement nette qui a entamé vigoureusement la voûte anticlinale.

Plus à l'Est encore, dans la région comprise entre St.-Germain-de Joux et Champfromier, des formes aplanies peuvent être relevées, qui rentrent dans la catégorie de celles qui ont été observées plus haut. Les hauteurs de Montarquis et Grange-sur-Marnod (1.092 m.) (fig. 26), entre la vallée de la Semine et la Combe du Collet, apparaissent comme un plateau assez étendu (1 km. de large sur 3 km. de long environ) qui recoupe nettement les couches d'Astartien et de Kimmeridgien, en dépit du faible pendage de celles-ci, et qui est limité par de raides talus, même vers le Nord au-dessus du haut plateau de Giron pourtant déjà élevé (950 m. en moyenne). Entre la combe du Collet et la vallée de la Valserine, le sommet du Cruchon (cote 1.152 m.) est beaucoup plus étroit, effilé du Nord au Sud, et l'on peut hésiter d'abord à y voir autre chose qu'une crête due au violent redressement des couches. Toutefois, à y regarder de plus près, on s'aperçoit que le sommet est aplani et qu'une étroite surface recoupe les terrains de cet anticlinal faillé dont les complications et les couches quasi verticales peuvent être fort bien observées sur la coupe artificielle offerte par le petit tunnel de La Charvaz, sur la route de Champfromier à Giron. Nous avons donc ici encore un fragment de la surface supérieure d'érosion tandis qu'au Sud du Cruchon nous n'avons plus sous les yeux qu'une arête effilée.

4° *Les sommets dominant la Cluse des Hôpitaux* (4).

A ces surfaces d'érosion élevées, inscrites sur les sommets, peuvent se rattacher les plans que l'on observe au Sud du Haut-Bugey, de part et d'autre de la cluse des Hôpitaux entre 1.000 et 1.100 m. et qui tranchent avec indifférence des terrains variés (fig. 4). Il s'agit de plateaux d'érosion souvent déformés, basculés, qui sont séparés des plateaux inférieurs de 750-800 m. par des ressauts très marqués et qui n'ont pas subi ultérieurement la même évolution que ceux-ci. Tel est le cas du haut plateau portant le Signal du Chaney (1.084 m.) au Nord de Tenay: du hameau du Chaney on voit fort bien la surface topographique recouper successivement le Kimmeridgien, l'Astartien et le Rauracien. Ce sont des aplanissements du même genre qui ont tronqué la voûte du chaînon qui s'allonge de Saint-Sulpice-le-Vieux (au Nord-Est d'Hostiaz) jusqu'aux sommets dominant Virieu-le-Grand au Nord-Ouest et qui porte la forêt de Jailloux et le Bois de Chevron; vers 1.050 m. en moyenne, un petit plateau recoupe les étages du Jurassique supérieur en pendage vers le Nord-Est, vers le synclinal de Thézillieu.

Il faut soigneusement distinguer ces témoins d'une très ancienne surface des plateaux inférieurs qui sont nombreux dans la région aux alentours de 800 m. et qui ont été de toute évidence remaniés par l'érosion fluviale à une époque plus récente, vraisemblablement au Pliocène inférieur. La différence d'altitude très nette et les talus bien marqués qui existent entre ces deux types de surface

imposent cette distinction. Mais il y a plus. On s'aperçoit en effet que les hauts plateaux, souvent déformés, sont parfois bordés par des dislocations, le plus souvent des plis-failles, mais que ces accidents ne les traversent pas. Au contraire, les plateaux inférieurs nivellent ces fractures, s'étendent sans être influencés par ces complications du plissement pontien et sont en général horizontaux : tel est le cas du plateau d'Hostiaz (750 m.) où la faille passant par le village est nivelée; ou encore du petit plateau très régulier qui se dresse, au Nord de Saint-Rambert, à 723 m. entre la combe de Résinand et la profonde vallée du ruisseau d'Oncieu : dans la topographie aucune trace ne subsiste des dislocations. Il est bien évident que, sur ces plateaux inférieurs, l'érosion a nivelé les dislocations et complications tectoniques du plissement pontien, donc que ces surfaces subhorizontales sont, au moins en partie, postérieures à cette phase. Au contraire, les plateaux supérieurs, plus restreints, plus déformés, bordés par ces fractures et ces complications du plissement pontien, lui sont certainement antérieurs.

5° *Les chaînes occidentales* (5)

A l'Ouest du Haut-Bugey, les aplanissements des sommets se retrouvent sous deux aspects différents : tantôt ils sont représentés par des surfaces tronquant les voûtes, surfaces peu déformées, comme celles que nous venons d'examiner; tantôt on les retrouve sur des versants en pente forte, affouillés par de nombreuses dépressions longitudinales.

Dans la première catégorie de formes rentre le sommet de la Montagne de l'Avocat (1.017 m.) qui s'allonge, du Nord au Sud entre le val de Vieu d'Izenave, dénommé « La Combe du Val » par les gens du pays, et la reculée de Cerdon (fig. 22 et 28). Aux alentours de 1.000 m. un plateau assez étendu étale ses ondulations, recoupant des terrains nombreux et variés, tantôt durs et tantôt tendres, depuis le Bajocien jusqu'au Rauracien. La voûte anticlinale a été nettement tronquée et n'a été entaillée que par une légère combe monoclinale, façonnée dans l'Oxfordien et le Callovien et en partie drainée vers le ruz du château du Sapey. Cette haute surface est par ailleurs très isolée des morsures de l'érosion plio-quadernaire, étant bordée par des talus en pente très raide, des escarpements et des abrupts à l'Ouest, qui correspondent à la dislocation du Pont d'Enfer, un grand versant à l'Est qui s'élève d'un seul jet au-dessus de La Combe du Val.

Mais la partie septentrionale de la chaîne des Joux-Blanches ne se présente pas de la même façon et nous abordons ici la seconde catégorie de formes. Au Nord de la Route Nationale 84 de Lyon à Genève, on ne rencontre guère de sommets principaux aplanis : à peine peut-on citer le plateau très restreint constitué par le Rocher du Degoley entre Brion et Peyriat et bordé de pentes abruptes. Ce qui domine ici, ce sont les très nombreuses dépressions longitudina-

(5) 1/80.000°: Saint-Claude S.O. et Nantua N.O. — 1/50.000°: Moirans-en-Montagne et Nantua.

les affouillées sur chaque versant dans les bandes de terrains plus tendres et séparées les unes des autres par des hauteurs étroites certes, mais cependant aplanies par endroits, et dont les altitudes décroissent régulièrement de chaque côté de la crête la plus élevée. Si bien que l'on ne peut s'empêcher de voir dans ces formes un relief appalachien (6), un dégagement de vallées longitudinales à partir d'une surface très déformée tangente à ces lignes de hauteurs et fortement basculée tant vers l'Est que vers l'Ouest. Tel est le paysage des environs de Géovreissiat (fig. 30), entre ce village et Bussy, sur le versant Ouest des Joux-Blanches, au Nord de Brion: des rainures N.-E./S.-W. sont affouillées dans l'Hauterivien ou l'Oxfordien marneux entre des buttes de terrains durs, recoupés par la surface topographique, butte d'Urgonien à l'Ouest de Géovreissiat à 574 m., butte de Bajocien à l'Est du village, qui culmine à 722 m., à peu près sur la ligne de crête. Sur le versant oriental, au-dessus de Montréal, on retrouve les mêmes formes; rainure oxfordienne de la ferme de Beauregard entre les hauteurs bajociennes de 650-700 m. à l'Ouest et un dos de terrain aplani dans le Rauracien et l'Astartien vers 580-600 m. à l'Est.

Dans les Monts Berthiant le fait est encore plus frappant (fig. 29). Certes, on peut relever ici des traces d'aplanissements sur la voûte bajocienne elle-même, aux alentours de 800-840 m., par exemple de part et d'autre du col de Berthiant: le sommet est par endroits tronqué par un petit plateau subhorizontal qui se rapproche des formes observées sur les voûtes du Haut-Bugey. Mais ces formes du relief ne constituent pas l'essentiel du paysage. On est surpris de voir, de part et d'autre de la ligne de crête, un grand nombre de dépressions longitudinales qui s'allongent entre des sommets aplanis et d'altitude décroissante vers l'extérieur de la chaîne. Sur le versant oriental, c'est la vallée de Mornay à Ceignes, entaillée seulement par le ravin profond du ruz de Volognat; tandis que les sommets des Berthiant à l'Ouest oscillent entre 800 et 840 m., à l'Est les hauteurs qui tronquent les étages du Jurassique supérieur sont comprises entre 700 et 750 m. Sur le versant occidental au moins trois rainures apparaissent: celle de Mens à Vers, celle de Leyssard à Napt et celle de Sonthonax au Balvay; entre ces rainures se dressent de petites surfaces aplanies dont l'altitude s'abaisse de 700 m. environ immédiatement à l'Ouest de Mens à 580-600 m. à l'Ouest de Balvay et de Sonthonnax.

Comment interpréter ces formes du relief? Il est indéniable que dans le détail la tectonique influe sur elles: tel escarpement est un abrupt de faille dégagé par l'érosion récente; tel palier incliné correspond à un petit bloc basculé. On pourrait multiplier les exemples, dans les Monts Berthiant en particulier. Pourtant l'existence d'aplanissements, si restreints soient-ils, sur les hauteurs séparant les rainures, la régularité avec laquelle décroît l'altitude de ces aplanissements de part et d'autre des sommets incitent à penser que ces

(6) Sur le dégagement de ce relief appalachien, cf. 3^e Partie, Chap. VIII.

aplanissements sont les lambeaux d'une surface d'érosion qui a été déformée et à partir de laquelle les rainures observées ont été creusées au cours des phases d'érosion ultérieures. Mais nous sommes ici dans des zones très fracturées, et toutes ces complications sont manifestement l'œuvre des plissements pontiens qui se sont sans doute exercé sur une région déjà disloquée antérieurement (faisceau Orgelet-Poncin de M. Glangeaud, cf. 1^{re} partie, Chap. II). Dès lors, on peut se demander s'il reste ici beaucoup de traces de la surface pré-pontienne. Il faut bien admettre que de telles surfaces déformées aussi fortement, nivelant toutes ces dislocations, doivent manifestement beaucoup de leurs aspects à l'érosion post-pontienne. Que celle-ci ait repris et remanié des aplanissements antérieurs, cela n'est pas douteux et en ce sens de telles surfaces sont bien polygéniques. Mais les dislocations ont été si violentes ici que, contrairement à ce que nous avons vu ailleurs en Bugey, les surfaces d'érosion pré-pontiennes ont à peu près disparu.

CHAPITRE XI

LES SURFACES D'ÉROSION EMBOÎTÉES DANS LES APLANISSEMENTS DES SOMMETS

1° *Caractères généraux*

En contre-bas des surfaces d'érosion des sommets, en de nombreux points du Haut-Bugey, on remarque la présence d'aplanissements peu étendus qui tranchent les terrains soit au fond d'encoches pénétrant assez loin à l'intérieur de ces surfaces supérieures, soit sur les bords de ces hautes surfaces. C'est à peine si l'on peut parler de niveau, car il ne se manifeste jamais par de grandes surfaces aplanies et cela fait un vif contraste avec les vastes plateaux de Retord ou des Molunes. Ce sont surtout de brèves entailles qui ont été creusées dans les aplanissements des sommets au cours d'un simple épicycle d'érosion semble-t-il, étant donné la faiblesse du creusement. Ces entailles sont presque toujours caractérisées par une dénivellation de 100 à 150 m. entre leur fond et les sommets voisins et c'est ainsi beaucoup plus par son altitude relative que par son altitude absolue que se définit ce niveau. Il ne faudra pas s'étonner par suite de constater des changements d'altitudes appréciables de ces encoches suivant les lieux.

En outre, dans la plupart des cas on observe des ressauts sensibles entre ces entailles et les replats de versants cycliques du Pliocène que nous étudierons dans la troisième partie et qui sont des formes relativement récentes, postérieures au plissement pontien, témoignant de l'existence d'un réseau hydrographique cohérent et hiérarchisé. Par suite, il paraît légitime de faire remonter le début du creusement de ces surfaces emboîtées peu étendues à une époque antérieure au plissement paroxysmal du Pontien; sans oublier toutefois que ces entailles ont été reprises dans le plissement pontien, déformées et remaniées par l'érosion pliocène et qu'il y a eu adoucissement des raccords entre les replats pliocènes et les encoches plus élevées, comme nous le verrons (1). Nous avons distingué deux

(1) Les remaniements de ces encoches ont pu être d'ailleurs moins importants qu'on ne l'imagine. On sait en effet que les jeux de blocs ont joué un grand rôle dans la tectonique jurassienne et que les complications du plissement pontien se sont localisées sur le bord de ces blocs rigides et les entailles d'érosion creusées antérieurement ont pu être ainsi effondrées, basculées et en grande partie respectées.

aspects que ces entailles présentent dans le Haut-Bugey; des surfaces emboîtées dans les hauts plateaux et leurs bordures; de simples encoches dans les voûtes aplanies du Bugey central et occidental.

2° Surfaces emboîtées dans les hauts plateaux et leurs bordures (2)

Il s'agit de morsures d'érosion qui, légèrement creusées dans les plateaux, présentent une topographie mollement ondulée de collines herbeuses à peine dessinées et une hydrographie très indécise avec abondance de marécages, le tout donnant l'impression d'une érosion bien assoupie. Il en est ainsi de la surface aplanie que l'on traverse en allant du Sourey (S.-W. du Poizat) au Golet de Belleruche. Le hameau de Replat (880 m. environ) est situé sur une des banquettes que l'on observe de part et d'autre de la cluse de Nantua et qui font partie des systèmes de replats pliocènes que nous examinerons plus tard; jusque-là, depuis le rebord de la cluse de Nantua, les pentes sont douces et le raccord régulier. Mais immédiatement au Sud-Ouest de Replat un talus plus raide se présente, que la petite route gravit par de courts lacets et, aux abords du Sourey, nous débouchons sur un plateau allongé du N./N.-E. au S./S.-W. qui ondule faiblement aux alentours de 1.000 m. (fig. 25); bordé à l'Est par une hauteur aux versants raides, mais de sommet aplani et à l'Ouest, par le plateau de la Forêt des Moussières (1.100-1.120 m.), cet étroit plateau, ainsi emboîté dans la surface supérieure, ne remonte que faiblement vers le S.-W. en direction du Golet de Belleruche (1.045 mètres). Un relief peu marqué, en dépit de la présence des couches très redressées et tronquées du synclinal crétacé, un aimable paysage de pré-bois, tout contribue à donner à cette région un air de mollesse. Nous avons là de toute évidence une surface d'érosion qui a été entaillée dans la bordure du Retord et basculée ensuite vers l'Est; car si le revers des Moussières à l'Ouest est en pente douce, à l'Est en revanche une dislocation et des pentes raides témoignent de la reprise des mouvements tectoniques, qui se sont exercés au Pontien sur une région déjà érodée, sur des surfaces discontinues: nous en avons ici un exemple éclatant (3).

Dans cette même bordure occidentale du Retord, mais un peu plus au Sud, nous retrouvons le même paysage et le même type de formes au Nord et au Nord-Est de Jalinard (bordure Nord du Val Romey) où des surfaces aplanies d'altitude voisine de 1.000 m. sont entaillées dans le plateau supérieur: il en est ainsi de la région de la source du Séran et des environs même de Jalinard; partout même mollesse de formes, même érosion assoupie, même isolement des vallées actuelles. De Jalinard on passe d'ailleurs, par la molle échancreure du col de la Cheminée, dans une région qui est en tous points semblable aux précédentes, au Nord de la Roche Samuel: les marécages nombreux, les sinuosités invraisemblables et les méandres

(2) 1/80.000°: Nantua N.E., S.E. et N.O.

(3) Cf. aussi sur cette région l'analyse morphologique contenue dans les chapitres II et VIII de la 3^e Partie.

miniatures des petits ruisseaux donnent vraiment l'impression que l'on est en présence d'une topographie datant d'une autre époque. Certes, le glaciaire qui empâte la région contribue à accentuer cette impression d'érosion assoupie; cependant, cette région ne se relie pas normalement, sans ressaut, avec le Val de Brénod et ne semble pas s'apparenter à lui, qui est pourtant aussi encombré de matériaux glaciaires. Il est à noter, d'après ce que nous venons de voir, que ces lambeaux de surfaces aplanies, dont l'altitude oscille autour de 1.000 m., se prolongent en général à l'intérieur des blocs soulevés par des échancrures, sortes de cols, des « golets » comme on les appelle en Bugey, qui paraissent se rapporter à ce même niveau d'érosion: leur altitude constante donne à penser qu'il doit y avoir eu synchronisation dans le creusement de ces échancrures aux dépens de la haute surface. Tel est l'aspect du Golet de Belleroche dans la Forêt des Moussières et du col de La Cheminée au Sud de cette même forêt.

Les entailles que nous venons d'examiner sont situées à proximité des principales vallées, qui ont peut-être été esquissées depuis une époque fort ancienne, probablement antérieure au plissement pontien. Aussi ont-elles évolué beaucoup plus que celles que l'on observe à l'intérieur des plateaux. Nous avons vu que le Retord était assez massif et peu entaillé par des vallées. Il y a cependant quelques dépressions allongées du Nord au Sud, comme la « Combe » de Merlogne ou la vallée de La Manche; mais les dénivellations avec le reste du plateau sont faibles, de l'ordre d'une cinquantaine de mètres au maximum et parfois moins.

Dans le plateau des Molunes, de telles dépressions sont beaucoup plus fréquentes. Nous avons noté dans le chapitre précédent que ce haut plateau avait été légèrement recreusé et que la surface aplanie passait à peu près par le sommet des lignes de hauteurs arasées qui enserrent les dépressions aux fonds mollement ondulés en lourdes croupes. Mais le recreusement a été faible: il y a le plus souvent moins de 80 m. de dénivellation entre les vallées et les sommets. C'est que, sur les Molunes comme sur le Retord, dès le soulèvement pontien, la karstification a opéré, sauf pendant les périodes glaciaires; les eaux se sont infiltrées dans le sous-sol; plus de réseau hydrographique organisé, mais une série de petits ruisseaux qui se maintiennent sur les placages morainiques et disparaissent dans les fissures là où la roche en place est à nu. Les dolines, les empieux sont innombrables et, au fur et à mesure que la couverture de moraines disparaît, la karstification reprend l'offensive. Sans liaison hydrographique subaérienne avec l'extérieur, les entailles faites dans ces hauts plateaux ne sauraient avoir la même importance que sur les bordures (4).

Au contraire, les surfaces emboîtées que l'on observe sur le pourtour de ces blocs massifs sont plus évoluées. A celles-ci se rattache sans doute la plus grande partie du vallon de Menthrières

(4) Sur l'évolution karstique pliocène du plateau des Molunes, cf. 4^e Partie, A, Chap. II.

(fig. 7, 8 et 26). Sauf l'extrémité Nord qui, nous l'avons vu, fait partie de la surface supérieure d'érosion (environs de Bon-Claude et Grange Velu), le fond de ce vallon, qui recoupe les terrains très redressés du flanc oriental du synclinal, est nettement emboîté à l'intérieur des aplanissements supérieurs qui s'inscrivent sur le sommet de la Montagne du Crêt et sur des replats du versant occidental du Crédoz. La dénivellation varie de 70 à 100 m. entre les deux niveaux. Le ruisseau qui coule à fleur de terre vers l'école du hameau de Menthières a un peu recreusé sa vallée, preuve de l'influence d'une reprise d'érosion récente. Mais la véritable rupture de pente qui marque la limite du vallon suspendu avant la dégringolade vers la Michaille se situe au droit de la ferme du Château.

3° *Encoches dans les voûtes anticlinales*

Le creusement limité qui a abouti à la formation de surfaces emboîtées à l'intérieur des aplanissements des sommets semble se manifester aussi par la présence d'encoches restreintes en étendue dans les voûtes aplanies. Bien entendu, ces encoches ont été déformées au cours de la phase pontienne de plissement, mais comme nous le verrons à propos de la combe d'Apremont, au N.-E. de Nantua, elles se distinguent néanmoins des entailles plus approfondies qui ont évolué en fonction des formes cycliques plus récentes des vallées. Il semble bien que le plissement pontien se soit manifesté par des complications tectoniques en bordure de ces encoches, mais que les traces d'un creusement antérieur dans des voûtes moins accentuées aient été en grande partie conservées, tout en étant déformées. Ces encoches consistent le plus souvent en combes et il est assez curieux de constater que ces combes, qui éventrent les parties médianes ou encore les versants des chaînons, se rencontrent toujours à la même profondeur par rapport aux sommets. Qu'il s'agisse de combes ordinaires ou de combes monoclinales, que ces combes soient entaillées dans l'Oxfordien, le Bathonien ou, beaucoup plus rarement, dans le Lias, ce fait essentiel se rencontre partout et il ne semble pas que l'on puisse l'attribuer à une influence structurale quelconque. Ce creusement constant paraît donc bien être dû à l'action de l'érosion au cours d'une phase déterminée.

Sur la bordure Nord du Retord (5), dans les anticlinaux du Crêt de Beauregard et du Poizat, deux combes sont entaillées, dont le fond se situe vers 975 m., c'est-à-dire à 150 m. environ en contrebas des sommets: les combes de Bérentin au Nord-Ouest et de Très-la-Joux au Nord (fig. 24 et 32). Deux ruisseaux au cours d'une phase d'érosion ultérieure ont divisé chaque combe en deux parties (le Bief à la Dame et son affluent pour la Combe de Bérentin, les deux branches du Tacon bugiste pour la combe de Très-la-Joux). Mais le noyau bathonien a été tranché, dans les deux cas, par une petite surface aplanie qui apparaît plus nettement dans la combe de Très-la-Joux. Il ne s'agit donc pas uniquement du dégagement d'une forme structurale: la surface de Bathonien est tronquée, du

(5) 1/50.000*: Nantua et Saint-Julien.

moins en son point le plus élevé. Certes le creusement de ces combes de Très-la-Joux et Bérentin s'est effectué en grande partie au cours du Pliocène comme semblent en témoigner certains replats latéraux reliés normalement aux vestiges d'une ancienne vallée transversale. Il semble pourtant, à en juger par l'ampleur de l'entaille et l'altitude relative du noyau bathonien par rapport aux sommets que ces combes ont commencé à être affouillées sous forme d'encoches dès avant les mouvements pontiens (6).

Peut-être en est-il de même pour la combe de Mazières (7) située à l'Est d'Hauteville, dans la chaîne de Cormaranche-Planachat, entre les cols de la Rochette et de la Pierretailée (fig. 40) : le fond qui tranche ici le Bathonien, le Callovien et l'Oxfordien est à l'altitude de 1.030 m. environ, donc à 150 m. en contre-bas des sommets. Nous reviendrons sur la morphologie de cette région quand nous étudierons les phénomènes karstiques (8).

Si de la combe de Bérentin l'on descend par une pente douce et régulière vers les replats plus récents de bordure de la cluse, — preuve d'un remaniement ultérieur —, il n'en est pas de même dans la combe d'Apremont, au Nord-Est de Nantua (9). La transition est ici brutale et le ressaut bien marqué entre les formes cycliques pliocènes et l'encoche plus ancienne, moins profonde, qui s'inscrit dans l'anticlinal d'Apremont (fig. 26 et 30). Quand on suit en effet la route de Nantua à Petit-Vallon, on débouche d'abord, après une rude montée en lacets, dans une vallée suspendue, aux formes douces, vers Grange Henry, La Laté, La Tour, aux environs de 800 m. Il s'agit de la partie inférieure d'une combe monoclinale oxfordienne qui appartient aux formes cycliques récentes nombreuses en bordure de la cluse de Nantua (10). Mais poursuivons notre route. Jusqu'à la ferme de Molet (850 m.) le thalweg remonte en pente très douce et la vallée est toujours assez encaissée entre les sommets voisins : il semble que cette portion de vallée fasse toujours partie des surfaces pliocènes et se relie normalement à elles. Mais après Molet, le paysage change : le thalweg marque une rupture de pente très nette et c'est par une rampe très sensible que la route, qui suit le fond de la vallée le plus souvent sèche, atteint la ferme du Cris.

Il y a là un net ressaut cyclique et, au Nord du Cris, on débouche, vers 930 m., sur une haute surface, à peine ondulée, qui recoupe Oxfordien, Callovien et Bathonien supérieur et qui est beaucoup moins encaissée entre les sommets voisins (une centaine de mètres au maximum). La vallée s'élargit et n'est plus limitée à une combe monoclinale ; vers Petit Vallon le noyau anticlinal bathonien se trouve recoupé, sous un angle faible d'ailleurs, par la surface topographique. C'est un véritable petit plateau emboîté entre le Signal

(6) Sur le relief et l'origine de ces combes, cf. aussi 3^e Partie, Chap. VIII.

(7) 1/80.000^e : Nantua S.-O. — 1/50.000^e : Saint-Rambert.

(8) Cf. 4^e Partie, A. Chap. II.

(9) 1/80.000^e : Nantua N.O. et N.E.

(10) Cf. 3^e partie, Chap. II.

de la Gotette et les hauteurs bordant le val de Charix à l'Ouest qui apparaît ici. Partout ce ne sont que croupes mollement ondulées, en dépit de l'absence de couverture morainique; tout paraît indiquer la présence d'une topographie très ancienne à l'abri des morsures de l'érosion actuelle tandis que, sur les bords, le plissement pontien s'est manifesté par des pliements violents des couches et des dislocations, comme le pli-faille situé à l'Est de Petit-Vallon. Nous trouvons ici encore la preuve que le plissement pontien s'est exercé sur des zones déjà partiellement érodées et ce sont ces encoches, comme celle d'Apremont, qui sont responsables des complications tectoniques. L'érosion est assoupie et la désorganisation karstique a contribué à cet isolement, ainsi qu'en témoignent un très grand nombre de dolines et d'emposieux dans les calcaires bathoniens.

Cette surface emboîtée de 930-940 m. semble se prolonger vers l'Est par le petit col qu'emprunte la route de Petit-Vallon à Charix; il s'agit d'une échancrure à laquelle on accède par une pente insensible depuis la combe d'Apremont et qui se raccorde à l'Est de la même manière avec des replats bordant le val de Charix. Peut-être y a-t-il ici une trace, plus ou moins déformée, d'une très ancienne cluse faisant partie du système de formes pré-pontiennes qui aurait fait communiquer deux surfaces emboîtées dans les sommets.

On peut encore citer d'autres exemples d'encoches qui ont commencé à être creusées dans les sommets en voie de soulèvement à une époque fort ancienne, pré-pontienne. Mais ces encoches sont restreintes, déformées et portent la trace évidente des bouleversements pontiens; il faut bien admettre que nous avons sous les yeux des surfaces polygéniques qui ont été reprises et remaniées par l'érosion post-pontienne, si restreinte qu'elle ait été sur ces hauts sommets. Tel est le cas des dépressions longitudinales étroites et encaissées de la région de Roche de la Chaux (fig. 31), à l'Est d'Oyonnax que l'on aperçoit fort bien d'ailleurs depuis la combe d'Apremont (11). Ces encoches, qui oscillent autour de 900 m. d'altitude, coïncident parfois avec des combes monoclinales, comme la rainure étroite modelée dans l'Oxfordien, à l'Ouest du Mont de la Chaux; ailleurs ce sont de véritables synclinaux perchés comme la surface cotée 897 à l'Est de ce même Mont de la Chaux ou la rainure que suit un moment la route d'Oyonnax à Belleydoux, au Sud de Grand Pré. Les unes et les autres sont suspendues au-dessus du ravin de la Sarsouille et bordées de sommets escarpés où se lisent les torsions violentes et les dislocations qui se sont produites sur le bord de ces entailles; nul doute que ces dernières aient été déformées et que leur étendue se soit trouvée restreinte par le développement des bourrelets de bordure.

Il faut sans doute ranger dans la même catégorie de formes la haute combe monoclinale toute encombrée d'éboulis qui s'étend vers 900 m. au pied du Signal des Monts d'Ain, entre ce signal et la cote 1.014, au Sud/Sud-Est de Nantua (12). A l'inverse de ce qui se

(11) 1/80.000^e: Saint-Claude S.E. — 1/50.000^e: Moirans.

(12) 1/80.000^e: Nantua N.-O. — 1/50.000^e: Nantua.

passé dans la combe d'Apremont, on ne trouve pas trace ici de formes d'érosion cycliques vers 800 m., analogues à celles que l'on relève vers Grange Henry et La Laté. Il est probable que l'importante langue glaciaire qui a emprunté la cluse de Nantua a particulièrement érodé le bord concave de ce tournant brusque (presque à angle droit) et a fait disparaître les traces de replats pliocènes. Quoi qu'il en soit, on débouche, après une rude montée, sur une combe monoclinale entaillée dans les divers terrains du flanc normal de l'anticlinal qu'elle recoupe nettement; surface mollement ondulée, elle n'est dominée que d'une centaine de mètres par le Signal des Monts d'Ain. Mais étant donné l'importance des complications tectoniques qui affectent l'anticlinal déversé vers l'Est, il est évident que cette surface emboîtée de 900 m. a été reprise dans le plissement pontien, altérée, probablement diminuée en étendue et peut-être légèrement remaniée par l'érosion post-pontienne. On peut sans doute en dire autant des surfaces faiblement emboîtées dans les hauts sommets, combes monoclinales là aussi, que l'on observe au Sud de cette région, dans le Molard de l'Orge, entre les ravins du Vaud et du Valey et le long de la route d'Outriaz à Corcelles et Brénod, au moins dans les parties les plus élevées de ces combes.

Enfin, des traces de ces très anciennes morsures d'érosion existent peut-être dans les Monts Berthiant (13), entaillées dans la voûte du sommet (fig. 29). Par là, elles diffèrent des dépressions longitudinales visiblement postérieures au plissement pontien et directement affectées par ses complications tectoniques que l'on observe plus bas sur les versants, à l'Est comme à l'Ouest. C'est ainsi qu'au Sud du Col de Berthiant on peut suivre, vers 750-770 m., une vallée longitudinale dirigée du Nord au Sud, très nette et large de plusieurs centaines de mètres, dont le fond recoupe les terrains du bathonien inférieur redressé vers l'Ouest; elle est bordée à l'Est par des crêts de Rauracien escarpés que souligne une dislocation, tandis que son versant occidental est en pente plus douce, suivant à peu près la remontée vers l'Ouest du noyau anticlinal Bajocien. Il y a là, semble-t-il, une surface emboîtée et déformée, relevée vers l'Ouest sur le versant de la voûte des Berthiant, suspendue au-dessus des dépressions de l'Est comme de l'Ouest et dont l'origine paraît remonter à la phase pré-pontienne. Peut-être l'échancrure du col de Berthiant elle-même, qui se raccorde de plain-pied avec cette vallée longitudinale, a-t-elle été esquissée en même temps et rentre-t-elle dans la même catégorie de formes.

Conclusion sur les aplanissements des sommets du Haut-Bugey

Tels sont les aspects des aplanissements assez étendus qui contribuent en de nombreux points à effacer l'impression de chaîne plissée qu'évoque pourtant le Jura lors d'un premier examen. Il s'agit visiblement de vieilles surfaces, dont l'origine est pré-pontienne, et qui ont été bien entendu reprises dans le plissement pontien, soulevées à de hautes altitudes, et remaniées par l'érosion

(13) 1/80.000^e: Nantua N.O.

post-pontienne. Ces aplanissements n'ont pu se former qu'au voisinage d'un niveau de base, qui a été la mer molassique, ses nombreux golfes et bras, pour la partie orientale et le lac bressan pour la partie occidentale. Il s'agit en effet de surfaces beaucoup trop étendues pour être considérées comme des replats cycliques pliocènes façonnés à une altitude aussi élevée. N'oublions pas que, selon les travaux les plus récents des géologues jurassiens, comme M. Glangeaud, le Jura, avant le paroxysme de plissement pontien, se présentait comme une « mosaïque de voussoirs », ondulés et même déjà plissés localement dans un style vraisemblablement assez simple; c'est sur ces voussoirs que se sont inscrits les grands aplanissements que nous avons étudiés, en fonction des bras de mer molassique qui s'insinuaient ici et là; au Pontien ces blocs plus ou moins aplanis seront souvent plus soulevés et basculés que plissés et ce fait se traduit encore dans le paysage actuel. Ces surfaces aplanies se rapprochent donc de celles que nous avons examinées dans la bordure occidentale et dans le Bas Bugey. Ici aussi on soupçonne leur caractère polygénique étant donné l'existence de plusieurs phases de dislocations pré-pontiennes: dans leur élaboration entre certainement une part d'érosion éocène, au moins dans les régions occidentales. Mais cette part est sans doute plus réduite qu'à l'Ouest, puisqu'à l'Eocène une partie du Jura oriental se trouvait encore immergée. Quant aux surfaces emboîtées dans ces aplanissements et aux encoches relevées un peu partout, elles supposent évidemment une reprise partielle du creusement. Sans doute faut-il voir à l'origine de ce creusement les jeux de blocs et les premières déformations qui, selon M. Glangeaud, se sont manifestés au Vindobonien et au Tortonien et qui ont précédé le plissement pontien paroxysmal.

Mais il faut reprendre ces questions plus en détail et essayer de retracer la genèse de ces formes.

CHAPITRE XII

L'ÉVOLUTION DES SURFACES PRÉ-PONTIENNES. LEURS DÉFORMATIONS ET LEURS REMANIEMENTS AU PONTIEN ET AU PLIOCÈNE INFÉRIEUR

Nous avons ainsi repéré dans les dépressions comme sur les sommets, des traces d'aplanissements exigus et souvent déformés dont l'origine, à coup sûr très ancienne, est antérieure à la phase principale de bouleversements qui se situe au Pontien dans le Jura. Il s'agit maintenant de tenter une coordination de ces éléments de surface d'érosion et des interprétations faites à leur sujet, d'essayer de les dater de manière plus précise et d'exposer leur évolution. Disons tout de suite, en guise d'indication préliminaire, qu'il est impossible de retrouver actuellement intacts ces aplanissements pré-pontiens : croire que nous avons sous les yeux des surfaces aussi anciennes sous leur aspect originel serait une vue de l'esprit ; c'est un point qu'il convient de ne pas perdre de vue. Ces aplanissements ont été d'abord plus ou moins déformés par les mouvements ultérieurs — le plus souvent même ils ont été très dérangés. Mais aussi et surtout ils ont été ramenés dans le plan d'action des phases d'érosion ultérieures et de ce fait plus ou moins remaniés. Ce remaniement n'a pas toujours été l'œuvre de l'érosion subaérienne : parfois, surtout sur les sommets, c'est la karstification qui s'est chargée de reprendre ce que l'érosion pré-pontienne avait modelé et il en est résulté toute une génération de formes karstiques amples et évoluées, ouvalas et petits poljes notamment, qui sont dérivés des aplanissements pré-pontiens et les recreusent ; parfois les processus glaciaires et périglaciaires se sont attaqués à de très vieilles surfaces et ont contribué à les modifier, apportant surtout des retouches de détail, et leurs effets se sont souvent ajoutés à ceux de l'érosion karstique pliocène et ont précédé la reprise actuelle de karstification.

En majeure partie ces remaniements, comme l'impossibilité de repérer de très vieilles surfaces d'érosion authentiques, sauf en de rares points où elles avaient été fossilisées et où elles sont actuellement en cours d'exhumation, proviennent du fait que le Jura a connu au cours du Pontien des bouleversements paroxysmaux, plis-

sements et jeux de blocs faillés et basculés qui ont oblitéré la plupart des traits de la morphologie antérieure. Est-ce à dire que l'on doit renoncer à essayer de reconstituer certains aspects de celle-ci et à repérer des traces d'anciens aplanissements ? Non, certes, et l'on a vu qu'en bien des points certains traits du paysage actuel ne peuvent s'expliquer par la seule intervention de l'érosion pliocène. Il convient seulement de préciser et d'avoir toujours présent à l'esprit qu'il s'agit, à de rares exceptions près, de surfaces polygéniques où l'on soupçonne l'action de phases d'érosion fort nombreuses ; et ce polygénisme est beaucoup plus marqué dans ce Jura méridional, si instable au cours des âges géologiques, que dans la zone plus calme des plateaux du Jura central.

Il ne saurait être question de fixer comme point de départ de l'évolution morphologique la brève phase d'émersion qui s'est produite à la fin du Jurassique et qu'implique la présence de fossiles d'eau douce (Planorbis, Physa et Corbula signalés par Ch. Lory au Moulin-de-Charix) et d'un conglomérat « renfermant des débris de taille variable, surtout noirs, anguleux ou arrondis » contenus dans le Purbeckien (1). Il y a évidemment là l'indice d'une phase d'évolution subaérienne accompagnée de dépôts continentaux et fluviaux. Mais cette phase a été brève puisque les dépôts du Purbeckien sont peu épais, 11 à 12 mètres au Poizat, au Sud de la cluse de Nantua. En outre l'émersion ne paraît pas avoir été générale car dans le Bas-Bugey on ne retrouve pas partout les fossiles d'eau douce et le faciès continental caractéristique : la notice de la feuille de Chambéry de la carte géologique au 1/80.000° signale au contraire la présence de fossiles marins. Les mers crétacées semblent être revenues rapidement dans la majeure partie, sinon la totalité du Jura méridional (2) et l'on peut considérer que ce bref épisode d'émersion a été sans influence sur le relief actuel.

1° *La phase d'érosion éocène.*

Il n'en est pas de même de l'érosion éocène, encore qu'il s'agisse d'une période bien reculée dans les temps géologiques et d'actions dont l'influence n'est pas immédiate. Peut-être d'ailleurs vaut-il mieux parler d'une phase d'érosion qui s'est étendue à la fois sur la fin du Secondaire et le début du Tertiaire et ne pas la limiter à l'Eocène. On constate en effet que le Crétacé supérieur n'existe qu'à l'état de lambeaux très peu nombreux et fort éloignés les uns des autres dans le Jura méridional ; de vastes régions, et en particulier toute la partie centrale du Bugey, en sont même complètement dépourvues. Le Gault et l'Aptien n'affleurent guère qu'à l'Est (mince liseré sur les versants de la Montagne des Princes et taches plus importantes vers l'ancienne Perte du Rhône dans la région de Bellegarde) tandis qu'à l'Ouest on signale la présence de ces terrains aux

(1) Notice de la carte géologique au 1/80.000°, feuille de Nantua, 2° édition.

(2) Un doute peut subsister pour la partie occidentale du Bugey entre Cerdon et Innimont, où l'on ne relève aucun affleurement crétacé.



Photo 21

La chaîne de Cormaranches-les Moussières, vue du Signal du Planachat vers le Nord. Combe de Mazières et Valorse, entourée de crêts rauraciens aux sommets parfois rabotés (à droite surtout). On distingue deux stades de creusement de la combe : le premier a laissé des témoins dans le replat-clairière de la ferme Guichard (à droite) et le seuil à peine creusé où passe la route forestière (au centre) ; le second est représenté par la gorge boisée du ruisseau des Taillis et l'échancrure très nette de la Pierre-Taillée (à gauche). Au fond, toujours entre les deux crêts, quasi-polje de Valorse. A gauche, au second plan, quasi-polje de Brénod, et, au-delà, chaîne du Molard de l'Orge.



Photo 22

Le val Cherezy et les Molunes, vus depuis la haute chaîne. A droite, coupure oblique de la Valserine à travers le Rocher des Hirondelles, revers de crêt urgonien. Au centre, combe monoclinale de Noire Combe. Au dessus, vaste plateau d'érosion des Molunes, échancré par le ravin du Crêt Marnant et dominé par la pyramide du Crêt Chalam.

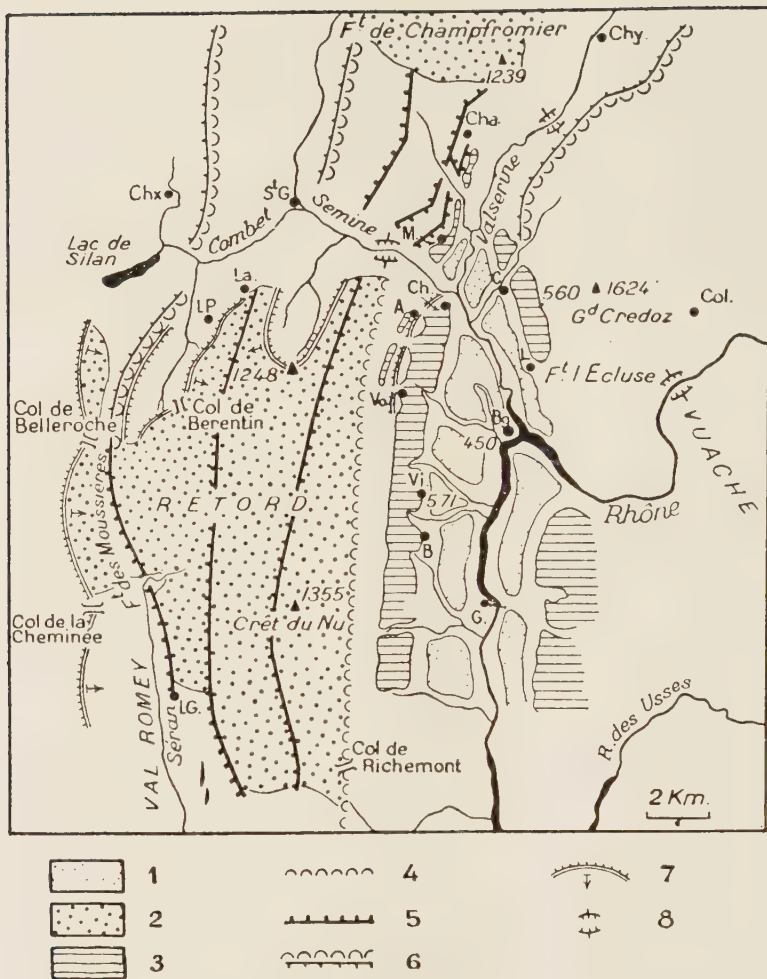


Fig. 24. — Croquis structural et morphologique de la région de Bellegarde :

1) Surface aquitano-burdigalienne de la Michaille ; 2) surface pré-pontienne du Retord soulevée et remaniée par l'érosion karstique ; 3) niveau pliocène de 600 m. ; 4) flexure ; 5) faille ; 6) pli-faille ; 7) crêtes et pendage des couches ; 8) cluses principales.

A. : Ardon ; B. : Billiat ; Bg. : Bellegarde ; C. : Confort ; Ch. : Châtillon-de-Michaille ; Cha. : Champfromier ; Chx. : Charix ; Chy. : Chézery ; Col. : Collonges ; G. : Génissiat ; L. : Lancrans ; La. : Lalleyriat ; L.G. : Le Grand Abergement ; L.P. : Le Poizat ; M. : Montanges ; St-G. : Saint-Germain-de-Joux ; Vi. : Villes ; Vo. : Vouvray. Extrait du Bulletin de l'A.G.F. 1951. M. Dubois. Remarques tectoniques et morphologiques sur le Jura méridional.

confins du Revermont et du Vignoble, entre Lains et Saint-Julien-sur-Suran et dans la chaîne des Berthiant, à Leyssard. En dehors de ces régions marginales le Gault et l'Aptien n'affleurent qu'au Sud de Viry, au Nord-Est d'Oyonnax, c'est-à-dire en dehors du Bugey, dans le pays de Saint-Claude, et encore sur moins d'un kilomètre de long et de deux cents mètres de large. Quant au Crétacé supérieur (Cénomanién) son aire d'extension est encore plus restreinte ; on n'en connaît guère que deux gisements, l'un à Leyssard où la craie blanche à silex porte avec le Gault des bois de pins — note inhabituelle dans le pays bugiste —, l'autre à la Perte du Rhône où il apparaissait autrefois sous le faciès de sables glauconieux verdâtres avant que le plan d'eau du barrage de Génissiat ne soit venu noyer le canyon du Rhône.

Que conclure de l'absence d'une bonne partie des couches du Crétacé moyen et inférieur ? Il faut se montrer prudent. Il est possible en effet que l'érosion post-crétacée soit responsable de cette disparition et que les couches crétacées aient été effectivement déposées, à l'exception toutefois de celles qui sont immédiatement postérieures à l'Urgonien puisque la partie supérieure de ce dernier terrain présente des traces manifestes d'usure subaérienne ou du moins d'abrasion sous-marine. Mais il n'est pas sûr que la série crétacée, même incomplète, ait été partout représentée et que les mers du Crétacé moyen et supérieur aient recouvert tout l'emplacement actuel du Jura méridional ; sans vouloir dénier à l'érosion ultérieure un rôle dans la disparition de certains affleurements il faudrait concevoir dans cette hypothèse que les mers crétacées n'aient envahi que les parties déprimées d'une surface inégale peu émergée par ailleurs, mais assez cependant pour être soumise aux agents d'érosion subaériens. On voit ainsi que dans ce cas le point de départ de l'évolution morphologique qui a conduit à l'élaboration du relief actuel devrait être fixé, au moins pour la majeure partie du Jura méridional, non pas au début de l'Eocène, mais bien, après le retrait des mers du Crétacé inférieur et l'émersion des dépôts de l'Urgonien.

Quoi qu'il en soit une longue phase d'érosion se situe à l'Eocène, entre le retrait des mers crétacées et, au moins en certains secteurs, l'installation de lacs et lagunes oligocènes au fond desquels se sont accumulés les dépôts du Stampien (Chattien) qui apparaissent au moins à l'Est, en particulier au Nord de la Montagne des Princes. Ce Stampien, dont la partie inférieure renferme des poudingues et de petits cailloux de silex empruntés au Crétacé et témoigne par là d'une phase de surrection et de démolition plus active, ne se rencontre d'ailleurs pas dans l'intérieur même des chaînes bugistes ; aussi est-il probable que dans l'ensemble du Jura méridional l'érosion éocène subaérienne n'a pas été interrompue par une submersion marine ou lacustre et qu'elle s'est continuée, seulement accélérée par les mouvements oligocènes dont nous reparlerons bientôt. Cette période d'usure du début du Tertiaire est d'abord attestée par l'aspect de la surface supérieure de l'Urgonien, qui est érodé, perforé et recouvert en transgression par les formations molassiques marines ou lacustres du Stampien, de l'Aquitain ou du Burdigalien ; c'est ce que l'on observe en particulier entre Seyssel et Droisy, vers

Grempnigny où les conglomérats rupéliens reposent directement sur l'Urgonien du versant qui correspond à la retombée périclinale Nord de la Montagne des Princes et aussi vers Ayn sur le versant oriental du chaînon de Montbel où l'on note une légère discordance entre l'Urgonien et le Burdigalien.

C'est donc sur une surface topographique inégale, recoupant en biseau les bancs de l'Urgonien, que la molasse oligo-miocène s'est déposée et l'érosion oligocène n'est pas seule responsable de l'élaboration de cette surface. En effet, — et c'est une seconde preuve de la réalité de l'érosion éocène — on trouve en de nombreux points du Jura méridional des sables et grès fins siliceux, souvent rougeâtres et renfermant des silex dérivés du Néocomien ou des éléments empruntés au Jurassique qui s'apparentent aux dépôts sidérolithiques observés sur le plateau de l'Île Crémieu, et beaucoup plus loin de là, sur le plateaux du Sud-Est du Bassin Parisien et du Nord du Bassin d'Aquitaine: on peut donc les considérer comme des dépôts éocènes. Leur faciès indique qu'ils ont été élaborés à l'air libre et sont contemporains de la formation de surfaces d'aplanissement proches du niveau de la mer, ce qui écarte d'ailleurs, au moins pour cette période éocène et dans la plus grande partie de la région, l'hypothèse de surfaces d'abrasion. Ces dépôts de type sidérolithique ont été signalés vers les Portes du Fier et au Sud-Est de Seyssel ainsi que vers l'ancienne Perte du Rhône et, dans un tout autre secteur, au Nord-Ouest de Lhuis, sur les versants du ravin qui aboutit à la vallée de la Brivaz. Reposant parfois sur le Cénomamien, le Gault ou l'Aptien, ils sont parfois descendus dans les fissures si nombreuses de l'Urgonien. En outre on les retrouve en dehors de ces points précis dans de nombreux endroits à l'intérieur des chaînes bugistes, remplissant des poches à l'intérieur des calcaires.

Il y eut donc dès l'Eocène une phase d'érosion consécutive à l'émersion des terrains qui, plus tard, devaient constituer le Jura et cette phase d'érosion est le point de départ de l'évolution morphologique du Jura méridional. Si l'on considère que certains secteurs ont été ensuite envahis au début de l'Oligocène par des nappes lacustres tandis qu'ailleurs cette transgression ne s'est pas manifestée, on peut sans doute conjecturer que les mouvements de surrection de la fin du Secondaire et du début du Tertiaire ont été mineurs et inégaux suivant les lieux et que ce sont des compartiments faiblement émergés et sans doute légèrement déformés qui s'offraient à l'érosion tandis que d'autres demeurés immergés sous une faible tranche d'eau étaient le siège de processus d'abrasion. Dès l'Eocène apparaissent ainsi deux caractères fondamentaux de la tectonique jurassienne: l'importance des blocs faillés jouant les uns par rapport aux autres et la fréquence des mouvements de faible ampleur.

Peut-on espérer trouver des traces d'aplanissements aussi anciens dans la morphologie actuelle? On a vu, par l'examen des surfaces d'érosion des sommets du Bugey et du Revermont qu'il faut faire de grandes réserves à ce sujet. Il est évident qu'en raison des nombreuses déformations ultérieures et des non moins nombreux remaniements qui en ont résulté, les surfaces éocènes n'ont pu être conservées que sur de faibles étendues et n'apparaissent jamais à

l'état original, car la sédimentation lacustre stampienne n'a été que très fragmentaire et n'a pu par suite fossiliser ces aplanissements et les protéger des remaniements ultérieurs, comme ce sera le cas pour certaines parties des surfaces oligo-miocènes. S'il est difficile de parler de véritables surfaces éocènes, ou du moins de les isoler comme telles, il faut souligner en revanche que l'érosion de cette période du début du Tertiaire a préparé la voie aux attaques postérieures et a contribué de manière non négligeable au modelé des formes de relief séniles que l'on observe sur de nombreux sommets du Bugey.

Il est évident que l'action de l'érosion éocène a été plus durable et plus efficace et que les aplanissements actuels lui doivent davantage dans la bordure Ouest du Jura méridional où l'émersion des terres a toujours été plus précoce et par suite l'érosion plus prolongée et plus intense. N'est-ce pas en effet sur cette bordure occidentale qu'il n'existe aucun affleurement de Crétacé entre la région de Cerdon et le val perché d'Innimont à l'exception d'une pastille de Valanginien signalée dans la partie Est du plateau de Confrêne, au-dessus de la cluse des Hôpitaux ? N'est-ce pas aussi dans cette même région que — fait rare dans le Jura méridional — des terrains très anciens, Lias inférieur et même Trias, affleurent sur des étendues appréciables, à l'Est de Boyeux Saint-Jérôme, à l'Ouest de Montgriffon, où le Lias apparaît non plus dans une profonde vallée, mais sur un plateau de 800 m. d'altitude, et enfin au Sud-Est d'Ambérieu vers le Mont Falcon ? La tectonique tourmentée et la grande exaltation des plis ont bien sûr facilité cette dénudation de couches profondes en les portant à une plus grande altitude ; mais on peut douter que sans le secours d'une érosion ancienne et prolongée des couches aussi anciennes aient été ainsi ramenées au jour ; et d'ailleurs les deux facteurs sont intimement liés. L'action de l'érosion éocène paraît ainsi probable dans le secteur compris entre Ambérieu et le haut bassin d'Aranc où une tectonique rigide de blocs faillés, séparés par de minces lanières correspondant à des cassures du socle, l'emporte sur les plissements et où les surfaces aplanies sont très développées sur les sommets qui, à l'exception de quelques monts isolés comme le Mont Luisandre, apparaissent surtout sous l'aspect de plateaux étagés.

Elle est peut-être encore plus manifeste dans le massif de Portes et le Molard-de-Don : nous avons vu que (3) l'on peut démontrer l'existence, dans le premier massif, de mouvements de surrection antérieurs à l'oligocène qui ont soulevé ce bloc cerné de cassures de direction armoricaine au-dessus des autres régions encore immergées ; ce soulèvement, sans doute limité, a permis à l'érosion subaérienne de commencer le travail de déblaiement des terrains récemment déposés : si l'on ne peut parler de surface éocène puisque la région semble avoir été ensuite toujours émergée et par suite soumise aux attaques continues de l'érosion pendant l'Oligocène, le Miocène et le Pliocène, on peut dire en revanche que le modelé

(3) Cf. 2^e Partie, Chap. II et III.

des plateaux karstiques du massif de Portes et plus encore des monadnocks qui les dominent ici et là était déjà commencé à l'Eocène. De même la très vieille surface basculée vers l'Ouest qui commande la morphologie d'ensemble du Molard de Don et à partir de laquelle ont été sculptées les formes de détail du relief paraît devoir aussi une part de son modelé à cette période d'érosion éocène.

Quant au Revermont, il ne semble pas avoir conservé autant de traces probables de cette phase d'aplanissement, car il s'agit d'une région nettement plissée cette fois et dans laquelle les surfaces très anciennes ont été incorporées dans le plissement. Peut-être toutefois faut-il faire remonter à l'Eocène le début de l'élaboration de certaines surfaces très déformées que l'on repère en bordure de la Bresse, vers Ceyzériat et Journans et dans la région de Poncin. Mais, outre que ces surfaces sont sans aucune influence sur le relief actuel, les faits sont ici plus douteux.

En dehors de la bordure occidentale du Bugey le problème de l'existence de surfaces éocènes ou du moins de la réalité de cette phase d'érosion du début du Tertiaire est plus complexe. Sur de hauts plateaux comme le Retord et les Molunes, ou sur des fragments d'aplanissements très déformés qui rabotent les sommets des monts on soupçonne la marque d'une usure particulièrement ancienne qui se serait exercée bien avant la première phase de plissement oligocène dont les géologues jurassiens, tels M. Glangeaud et M. Vincienne, sont unanimes, à admettre l'existence. Les surfaces usées dues à ce coup de rabot fort ancien auraient été fossilisées sur le plateau des Molunes par la molasse vindobonienne qui apparaît pincée dans le synclinal d'Evuaz au Sud-Est et au Nord-Est de la Pesse; ailleurs, comme sur le Retord où l'on ne relève aucun dépôt molassique, il est possible que l'usure se soit poursuivie sans interruption après l'Eocène.

Seulement dans ce secteur central et oriental du Bugey les faits ne sont pas aussi nets qu'à l'Ouest. D'une part les déformations dues aux mouvements ultérieurs ont été plus accentuées dans le Jura interne au Pontien; par suite de très anciens aplanissements ont pu être considérablement déformés au point d'être méconnaissables et sans influence réelle sur le relief actuel. D'autre part, même si l'on admet une usure aussi reculée dans le temps, on peut s'interroger sur la nature de cette usure. Peut-on parler de surfaces d'érosion subaérienne analogues à celles que l'on croit pouvoir définir dans la bordure occidentale? Ne s'agit-il pas plutôt de surfaces d'abrasion marine peut-être plus vraisemblables dans un secteur qui a été dans l'ensemble plus longtemps immergé, dans lequel au moins les phases d'émersion ont été plus brèves et suivies de retour des mers molassiques? Il est possible qu'en bien des régions du Jura oriental ce soit surtout l'abrasion marine, opérant sur des blocs à peine immergés, qui ait commencé le déblaiement des sédiments antérieurs.

Remarquons toutefois que, dans certains secteurs, on a des preuves de l'émersion très ancienne d'autres blocs et par suite de la réalité de véritables surfaces d'érosion subaérienne, même si cette émersion n'a été que passagère et suivie de retour des mers ou des lacs. A la base du Vindobonien du synclinal d'Evuaz sur le plateau

des Molunes on note déjà la présence d'une formation d'eau douce qui pourrait bien attester d'une phase d'émersion. Mais surtout on a vu (4) que la présence de sidérolithique à l'emplacement du chaînon de Saint-Béron-La Bridoire et de la Montagne du Gros Foug implique une phase d'émersion éocène et un début de creusement subaérien sur des compartiments qui sans doute dépassaient de peu le niveau des mers et devaient être par la suite de nouveau immergés et fossilisés sous des dépôts ultérieurs. La nature assez fine de ces sables éocènes aussi bien à Saint-André-Val-de-Fier qu'à Saint-Béron est d'ailleurs l'indice de mouvements du sol de faible ampleur qui devaient faire jouer les uns par rapport aux autres, « en touches de piano », des compartiments faillés, ce qui s'accorde avec la théorie de la « mosaïque de blocs » ou bien d'un « puzzle » adoptée par M. Glangeaud pour caractériser le Jura comtois au début du Tertiaire. Sans vouloir parler d'une surface éocène bien individualisée et encore moins concevoir un aplanissement d'ensemble datant de cette époque lointaine, il faut bien admettre l'existence d'une phase d'érosion ou d'abrasion éocène s'exerçant sur les compartiments émergés, sans doute plus ou moins basculés, mais non plissés, à l'emplacement du futur Jura (5).

2° *Le Jura méridional à l'Oligocène*

Avec l'Oligocène nous entrons dans une phase particulièrement importante pour l'évolution morphologique du Jura. On peut même dire que c'est seulement à partir de l'Oligocène que l'on peut parler de Jura en l'entendant au sens de montagne individualisée, d'un ensemble de hautes terres qui, même s'il est loin d'être conforme aux aspects actuels de la chaîne, forme déjà un tout continu, étendu et homogène qui s'oppose aux régions affaissées et immergées de l'Est et de l'Ouest. Si l'on ne peut admettre en effet l'existence de plissements éocènes et d'une véritable surface d'érosion éocène, on peut déjà, comme nous le verrons, parler d'un plissement oligocène, relativement simple d'ailleurs, et d'aplanissements plus caractérisés. Les blocs faillés isolés émergeant ici et là au milieu des eaux qui, selon toute probabilité, recouvraient d'autres compartiments effondrés ont cédé la place, au moins sur l'emplacement des parties occidentale et centrale de l'actuel Jura, à un véritable massif où les dislocations principales, les « failles-plis » de M. Glangeaud, vont localiser les efforts orogéniques ultérieurs et déterminer ainsi, par delà les âges géologiques, les principaux traits du relief actuel.

Le fait essentiel à l'Oligocène qui intéresse la morphologie jurassienne, c'est l'enfoncement de la fosse bressane qui commence au Sannoisien. En même temps que se creusait ce fossé bressan deux manifestations tectoniques se produisaient, fort importantes non seulement pour l'histoire géologique ultérieure du Jura, mais aussi pour l'évolution morphologique et l'explication des formes du relief

(4) Cf. 2^e Partie, Chap. II.

(5) On peut parler en ce sens de causses éocènes jurassiens séparés par des bras de mer. Cf. L. Glangeaud [23] et P. Brunet [78].

actuel: il s'agit d'une part de l'apparition de grandes dislocations subméridiennes et d'autre part de la première phase véritable de plissement qu'ait connue le Jura. On a vu en effet, à propos de l'étude des styles tectoniques (6) que, si les mouvements relatifs de blocs et les mouvements orogéniques ont débuté dès l'Eocène, la phase oligocène a, selon M. Glangeaud [23, 26], joué le rôle dirigeant, au moins dans le Jura central et occidental, tandis que les influences des phases oligocène et mio-pliocène ont été à peu près équivalentes dans la chaîne complexe d'Orgelet-Poncin-Ambérieu. C'est l'époque où apparaissent les « failles-plis » de direction Nord-Sud, qui vont désormais délimiter les principaux compartiments, soulevés et affaissés, du Jura tout entier, même des zones réputées tout entières plissées comme le Jura méridional; ce sont elles aussi qui vont localiser les complications orogéniques ultérieures et se traduire dans ces accidents méridiens majeurs que sont les décrochements de Pontarlier-Jougne, Morez-les Rousses et, plus au Sud, l'abaissement brutal qui, de Virieu-le-Grand à Contrevoz et Conzieu, sépare le bassin de Belley du Molard-de-Don et d'une façon plus générale, Haut et Bas Bugey.

Mais l'effort orogénique du début de l'Oligocène ne s'est pas borné à ces dislocations. Il s'est traduit aussi par des mouvements tangentiels de type probablement assez simple qui ont ondulé la couverture sédimentaire à l'intérieur des blocs faillés: c'est la première phase de plissement réel qui a affecté le Jura (7). Ce plissement très ancien n'est plus reconnaissable dans le relief actuel, car les bouleversements du paroxysme pontien ont effacé ses manifestations. Mais ce sont les conséquences morphologiques de cette première surrection, en particulier le creusement d'entailles dans les voûtes anticlinales, qui ont déterminé l'apparition des complications tectoniques qui caractérisent le plissement pontien, ainsi que MM. Glangeaud et Vincienne l'ont montré en de nombreux points du Jura comtois, dans la vallée de la Valserine et la région d'Ambérieu et comme nous avons eu souvent aussi l'occasion de le mettre en lumière dans bien des secteurs de tectonique et de morphologie complexes du Jura méridional. Ces mouvements de surrection et de plissement, les premiers sans doute plus importants dans la zone occidentale, qui constituaient une réplique de l'effondrement bressan, ont eu pour effet de déclencher une vague d'érosion assez puissante, surtout en bordure du fossé occidental, là où le volume montagneux paraît avoir été le plus important dès l'Oligocène, ce qui préfigure le schéma tectonique qui sera celui du Jura au début du Miocène, c'est-à-dire un bloc basculé de l'Ouest vers l'Est absolument contraire au relief actuel.

On peut dès lors concevoir que l'œuvre de l'érosion éocène, qui s'était attaquée aux blocs déjà émergés, soit poursuivie avec d'autant plus d'ampleur que toute la zone occidentale et centrale, pour ne pas parler de certains secteurs de la partie orientale, était

(6) Cf. 1^{re} Partie, Chap. II.

(7) Cf. H. Vincienne [59, 60, 68].

désormais livrée à l'érosion subaérienne et que le soulèvement, plus accentué qu'à l'Eocène, exacerbaient davantage l'érosion. Ainsi s'explique le décapage accentué des terrains que l'on observe depuis la région de Cerdon jusqu'aux confins du Molard-de-Don, où le Jurassique supérieur et moyen ont disparu, cédant la place au Jurassique inférieur et même au Lias et au Trias, qui affleurent largement. On ne peut repérer avec certitude de traces de surfaces élaborées au début de l'Oligocène que là où des dépôts ultérieurs du Stampien ont été conservés et où l'érosion récente commence à déblayer, à la base du versant des monts, des surfaces pré-stampiennes exiguës et forcément très déformées qui étaient fossilisées: c'est le cas, nous l'avons vu, au Nord et à l'Est de la Montagne des Princes.

Cette phase de dislocations et d'érosion par laquelle débute l'Oligocène n'a pas été la seule phase d'évolution subaérienne de cette période. En effet, après une diminution de l'érosion et même une submersion passagère et partielle de la région au Stampien, de nouveaux mouvements, accompagnés de démolition, se sont produits à la fin de l'Oligocène. L'analyse du Stampien, tel qu'il apparaît en affleurement au Nord-Est de Seyssel et dans les sondages pratiqués dans la partie orientale du fossé bressan, montre en effet des dépôts plus fins, lacustres, sables, marnes et calcaires à grain très fin, qui témoignent d'une diminution très nette de l'érosion et de l'installation en certains points de nappes d'eau douce en fonction desquelles s'opérait le drainage d'une zone sans doute peu accidentée (8). Il faut en excepter bien entendu les poudingues de la base de l'étage (Rupélien) qui sont la preuve de l'érosion pré-stampienne, comme nous l'avons déjà dit à propos de la Montagne des Princes (9).

Mais cette phase d'assouplissement de l'érosion et même d'affaissement et de submersion locale ne dura pas: au début de l'Aquitaniens se situe une émergence générale due à des mouvements de surrection verticale pendant lesquels les failles-plis subméridiennes ont encore joué et sans doute aussi à des mouvements tangentiels encore assez simples qui diffèrent profondément des plissements complexes de la fin du Miocène. C'est le second paroxysme nummulitique, post-stampien dont parle M. Glangeaud pour le Jura bernois et comtois, mais qui apparaît aussi évident dans le Bugey. Comme la première phase de mouvements oligocènes, ces bouleversements aquitaniens ont déclenché une démolition des parties soulevées qui se traduit naturellement par l'apparition de dépôts grossiers sur les bordures de la chaîne. Il est à noter que ces débris sont encore plus abondants et plus grossiers que ceux qui avaient résulté de la première phase de mouvements oligocènes et qui apparaissaient à la base du Stampien: ce fait indique clairement qu'au cours de cette deuxième phase les dislocations et les plissements ont été plus énergiques. C'est ainsi que l'on rencontre sur la bordure occidentale le conglomérat bréchique versicolore du ravin de Douvres, au Nord-

(8) L. Glangeaud arrive à la même conclusion pour le Jura comtois. Cf. [23].

(9) Cf. 2^e Partie, Chap. II.

Est d'Ambérieu, le conglomérat à galets calcaires en bancs très redressés du ravin de Vallières à Ceyzériat et encore celui qui est plaqué sur les collines qui dominent Poncin et la vallée du Veyron, formations détritiques qui attestent une démolition intense proche et la réalisation d'aplanissements aux dépens de reliefs assez accentués. Dans l'intérieur de la chaîne aussi on trouve ici et là de nombreux lambeaux de brèches et conglomérats qui, par leur faciès, semblent devoir être rapportés à l'Aquitaniien, notamment dans le bassin de Hautecour, à l'Ouest de ce village, et probablement dans le val de Brénod: cela n'a rien d'étonnant car aucun dépôt marin tertiaire n'apparaît dans cette zone centrale du Bugey qui devait être émergée et subir une évolution subaérienne à l'Oligocène.

Mais ce qui est à première vue plus surprenant, c'est que ce type de matériaux détritiques aquitaniens se trouve aussi dans la partie orientale du Jura du Sud, donc dans un secteur dont on admet ordinairement qu'il est resté plus longtemps immergé et n'a vraiment été affecté que par les plissements pontiens et le soulèvement mio-pliocène. Or, si en certains points l'Aquitaniien présente un faciès lacustre de calcaire blanc, par exemple vers Ruffieux, en d'autres endroits il est nettement constitué par des matériaux détritiques continentaux qui témoignent de démolition, donc de surrection et d'évolution à l'air libre. Il en est ainsi des grès caillouteux et conglomérats bitumeux que l'on rencontre en de nombreux affleurements dans le canyon du Rhône, aujourd'hui submergé, entre Fort l'Ecluse et le confluent des Usses, dans la mine d'asphalte de La Perretaz-sous-Chalonges et sur les versants de la Montagne des Princes. Les conglomérats à éléments néocomiens ou jurassiques du Mont Chaffaron, au contact du Mont Tournier et du val de Novalaise, ont la même signification morphologique. Il faut donc bien admettre que, si dans l'ensemble la partie orientale du Bugey et les marges savoyardes étaient encore immergée à l'Oligocène, certains compartiments sans doute légèrement plissés émergeaient déjà et de ce fait subissaient une évolution continentale dont on trouve ici et là des témoins, récemment exhumés des matériaux molassiques miocènes et des remblaiements pliocènes.

Que reste-t-il de ces coups de rabot de la fin de l'Oligocène dans la topographie actuelle? Evidemment peu de chose, surtout si l'on veut entendre par là des surfaces originelles non remaniées par l'érosion ultérieure. Nous avons vu en effet que ce qui caractérise l'histoire tectonique et l'évolution morphologique jurassiennes, c'est la fréquence des mouvements de faible amplitude et les retouches incessantes apportées par une érosion souvent limitée, aux formes antérieures du relief. C'est seulement quand ces surfaces aquitaniennes ont été fossilisées par une épaisseur assez grande de molasse marine burdigalienne et vindobonienne et que l'érosion récente dégage ces matériaux à la base des versants des monts et dans les compartiments déprimés que l'on peut espérer trouver des traces moins remaniées des coups de rabot fini-oligocènes; et encore convient-il de ne pas trop se faire illusion. Des indices d'érosion aquitanienne sont décelables sur la bordure Ouest du Jura grâce à la présence des conglomérats et autres matériaux détritiques dont nous

avons plus haut signalé l'existence. Mais il est bien évident qu'en raison des bouleversements tectoniques importants qui ont marqué le Pontien, surtout au Sud de Pont d'Ain, on ne saurait parler ici de surfaces d'érosion repérables dans la topographie actuelle qui est essentiellement tectonique dans le Revermont (10) et dérivée d'un pli couché par érosion post-pontienne entre Pont d'Ain et Lagnieu.

A l'intérieur de la chaîne on peut espérer retrouver des lambeaux de surfaces aquitaniennes plus ou moins remaniées dans les régions effondrées où ces surfaces ont été mieux protégées des attaques de l'érosion et le plus souvent fossilisées. C'est peut-être le cas du bassin de Hautecour et de certaines parties du val de Brénod.

Mais c'est surtout au Sud, dans le Bas-Bugey, bassin de Belley et val de Novalaise, et dans le plateau de Semine, au Nord-Est de Seyssel, c'est-à-dire dans les régions qui ont eu de tout temps tendance à l'affaissement, que l'on repère des témoins de ces aplanissements aquitaniens, par exemple sur les bas plateaux de Contrevоз-Andert-Condon et les hauteurs d'Arbignieu, respectivement au Nord et au Sud-Ouest de Belley, et au pied du versant oriental de la Montagne de Parves et du Mont Tournier. Mais il s'agit d'aplanissements qui ont subi le plus souvent des retouches, en particulier au Burdigalien et au Vindobonien, car les mouvements du sol qui ont marqué ces époques ont été peu accentués et par suite les divers plans d'érosion sont assez rapprochés les uns des autres. On peut dire qu'en bien des secteurs du Jura méridional, et surtout dans la zone orientale et sud-orientale, l'Aquitaniien marque le début de l'évolution morphologique majeure pré-pontienne et que dans presque toutes les surfaces d'aplanissement plus ou moins déformées élaborées avant le paroxysme de plissement pontien entre une part plus ou moins importante d'érosion aquitanienne.

L'Oligocène est ainsi caractérisé par au moins deux phases de mouvements de surrections et dislocations, accompagnés de plissements relativement simples à l'intérieur des voussoirs, peut-être les seuls plissements réguliers qu'ait jamais connus le Jura; ces deux phases d'émersion ont été séparées par une période de submersion qui semble avoir été lacustre et n'a peut-être intéressé que la partie orientale du Jura du Sud. Ces mouvements du sol ont déclenché des vagues d'érosion qui semblent avoir été violentes, au moins la seconde, si l'on en juge par la nature très grossière des dépôts aquitaniens, mais qui ont été relativement brèves, surtout en ce qui concerne la période aquitanienne. Ainsi l'Oligocène a été avant tout une phase tectonique, la première phase de mouvements importants et généralisés qui ait affecté le Jura, et une phase d'érosion qui s'attachait à raboter les volumes montagneux ainsi créés. La submersion stampienne n'a été qu'un épisode.

Mais à la fin de l'Aquitaniien les conditions changent, du moins à l'Est: le sommet de l'Aquitaniien est en effet constitué par des faciès beaucoup moins grossiers, des sédiments plus fins lacustres ou marins qui se substituent aux matériaux détritiques continentaux

(10) Cf. A. Journaux [108].

dans le Bugey oriental et au contact de l'avant-pays savoyard : marnes de Pyrimont et des Usses, molasse très fine de ce même val du Rhône. Une période d'affaissement et de submersion commence donc, au moins pour la partie orientale du Jura du Sud, car l'absence de faciès lacustres ou marins dans les rares gisements aquitaniens de l'Ouest et l'absence de Burdigalien dans cette même zone semblent montrer que l'Ouest du Jura demeura émergé. Nous abordons un nouvelle phase de l'évolution morphologique du Bugey et du Revermont : la phase miocène antérieure aux bouleversements pontiens.

3° *L'évolution miocène pré-pontienne*

Le fait important qui caractérise le Miocène inférieur et moyen dans le Jura méridional, c'est l'accentuation du mouvement de bascule de l'ensemble du Jura de l'Ouest vers l'Est, mouvement que nous avons vu s'esquisser à la fin de l'Aquitanién, qui va occuper tout le Burdigalien et se prolonger pendant le Vindobonien (Helvétien et Tortonien). Ce sont là des conditions bien différentes de celles qui régissent actuellement la montagne jurassienne. Notons d'ailleurs que ce mouvement de bascule de l'ensemble s'accompagne toujours dans le détail de jeux de blocs relatifs qui ont caractérisé les divers mouvements de faible ampleur qui se sont produits au milieu et à la fin du Burdigalien et au début du Vindobonien. En outre, ainsi que l'a montré M. Glangeaud [23, 26] pour le Jura comtois et le Jura bernois, en même temps que les compartiments faillés jouaient les uns par rapport aux autres avec prédominance de l'affaissement des régions orientales, de petites rides se formaient sur le côté aval des blocs, là où la compression était la plus forte. Sans pouvoir parler d'un plissement d'ensemble, on voit donc que les boursofflures locales n'étaient pas exclues des mouvements du Miocène inférieur et moyen : ce fait ne pouvait que déformer davantage les surfaces antérieures en certains points bien localisés et les rendre par suite plus vulnérables aux attaques de l'érosion, tandis qu'ailleurs, ces mêmes surfaces avaient plus de chance d'être conservées.

Quoi qu'il en soit, on assiste dans l'ensemble au Miocène inférieur et moyen à un affaissement de la partie Est du Jura méridional du « faisceau helvétique », et à une transgression sur le bord interne de la chaîne. Mais hâtons-nous de dire que ce n'est qu'une généralisation un peu hâtive et parfois inexacte, car d'une part, toutes les régions ne semblent pas avoir été intéressées par cette transgression et d'autre part il paraît s'être produit en un même lieu des alternances de transgressions et d'émersions. Il est intéressant à ce sujet de relever les affleurements burdigalien et vindobonien pour se faire une idée, bien entendu approximative, de la limite atteinte à l'Est par la molasse au Miocène inférieur et moyen. Dans le Haut Bugey, on rencontre des dépôts vindoboniens dans le val de la Valsérine ainsi que du Burdigalien dans la Michaille et le Valromey, mais pas sur le plateau de Retord ; aucun affleurement n'apparaît entre ces points et la bordure occidentale du Jura où l'on note la présence de Vindobonien à Coligny au Nord, et, dans la région qui nous inté-

resse, vers Jujurieux. Dans le Bas Bugey et le Molard-de-Don les dépôts de cette époque sont à la fois plus abondants et plus étendus vers l'Ouest: non seulement on trouve de nombreux gisements burdigaliens et vindoboniens dans le bassin de Belley et le val de Yenne-Novalaise, mais encore on rencontre le Vindobonien dans les basses vallées qui creusent le versant occidental du Molard-de-Don et même une pastille de Burdigalien au Sud-Ouest de Lhuis. On voit donc que la transgression du début et du milieu du Miocène a été plus développée à l'Est et au Sud du Jura méridional. On sait d'ailleurs qu'au moins au Vindobonien un grand bras de mer molassique occupait l'emplacement de la plaine suisse tandis qu'une transgression vindobonienne non moins importante sur le Bas-Dauphiné est signalée par l'abondance des dépôts de cet âge qui, avec le Pontien, constituent les plateaux de La Tour-du-Pin.

Mais il faut aussi considérer la nature des terrains, et les observations faites à ce sujet peuvent paraître intéressantes. On constate en effet qu'il ne s'agit pas uniquement de dépôts de mers profondes, mais qu'il y a aussi non seulement des faciès littoraux, témoignant de la proximité de lignes de rivages et de mouvements de surrection peu éloignés, mais encore des matériaux détritiques d'origine continentale. Sur ce point, l'évolution du Jura méridional, même dans sa partie orientale diffère de celle qu'a connue le Jura interne en Franche-Comté qui, suivant M. Glangeaud, est encore uniquement caractérisée au Burdigalien par une sédimentation marine; remarquons d'ailleurs que M. Glangeaud a décelé une régression marine dès le Tortonien dans ces mêmes régions. Si l'on examine par exemple le Burdigalien, on constate qu'à la base les faciès sont marins ou lacustres, bancs de molasse tendre et fine, mais qu'au-dessus des lits de molasse tendre alternent souvent avec des dépôts grossiers, caillouteux, où l'on reconnaît parfois une stratification entrecroisée, indice d'anciens cônes de déjection de torrents; ces dépôts renferment aussi de nombreux restes de terrains antérieurs, aux dépens desquels ils ont été formés, calcaires perforés de l'Urgonien, grès éocènes et du Gault, silex crétacés, ce qui nous montre qu'ils proviennent de la démolition de parties proches du Jura ou même qu'ils ont été élaborés sur place lors de phases passagères d'émersion. Le Vindobonien lui-même, qui est surtout constitué dans l'ensemble par des dépôts marins, renferme par endroits des lits caillouteux et des éléments de faciès littoral qui témoignent aussi de phases d'émersion et de processus d'érosion subaérienne à proximité. Il est à noter d'ailleurs que ces faciès littoraux ou continentaux sont localisés tantôt à la base de l'étage (Helvétien), par exemple vers Jujurieux, tantôt au sommet (Tortonien) dans l'Est du Bas-Bugey et le val de Novalaise; ce fait prouve bien qu'il n'y a pas submersion d'ensemble synchrone de toute la région, mais jeux de blocs qui tantôt étaient soulevés et tantôt affaissés et immergés.

Peut-être faut-il aussi rattacher au Miocène moyen, comme le font les auteurs de la notice de la feuille de Chambéry, une partie des formations sidérolithiques, marquées « Sm » sur la carte géologique au 1/80.000^e; ces dépôts argilo-ferrugineux de type sidérolithique, qui remplissent des fissures des calcaires, se rencontrent

non seulement dans le plateau de Crémieu, mais aussi sur le versant occidental du Molard-de-Don aux environs de Lhuis et il est bien évident qu'il s'agit de dépôts élaborés à l'air libre; mais il n'est pas sûr qu'ils datent exclusivement du Miocène moyen: ils peuvent aussi bien remonter en partie à l'Eocène ou au contraire ne pas être antérieurs au Pontien. Quoi qu'il en soit, la grande diversité et hétérogénéité des faciès témoigne évidemment d'une grande instabilité du Jura méridional à cette époque, même dans la zone orientale: s'il y a dans l'ensemble submersion de cette zone, elle n'a été générale ni dans l'espace, ni dans le temps et l'on soupçonne divers épisodes, sans doute assez brefs d'ailleurs, de surrection et par suite d'érosion qui ont interrompu ici, puis là, et parfois de nouveau ici, la sédimentation marine.

Comment se présentent dès lors les aspects morphologiques du Jura méridional au Miocène inférieur et moyen? Si l'on essaie d'interpréter les faits précédemment exposés, on peut concevoir que, sur les parties émergées, le réseau hydrographique se dirige dans l'ensemble de l'Ouest vers l'Est, depuis les régions les plus soulevées proches du fossé bressan jusqu'au bras de mer vindobonien qui occupe l'emplacement de la plaine suisse actuelle, mais aussi en partie du Nord vers le Sud où il aboutit aux golfes formés par la mer vindobonienne du Bas-Dauphiné entre les parties déjà émergées du Bas-Bugey; Molard-de-Don et sans doute aussi Mont Tournier et Epine - Mont du Chat. M. Glangeaud note d'ailleurs qu'au Tortonien le drainage du Jura comtois et bernois est dirigé vers le Sud [26]. Il semble donc y avoir là une direction majeure du drainage à cette époque et l'on peut se demander si cette esquisse de réseau hydrographique n'a pas exercé une influence sur le tracé de certains cours d'eau importants dont le cours paraît parfois aberrant, comme l'Ain, et sur l'orientation des vallées maîtresses, même quand le réseau hydrographique a été ultérieurement disloqué et que ces vallées ne sont plus de ce fait parcourues par un écoulement d'eau continu et de même sens: c'est le cas de la Combe du Val, de la vallée de l'Ange, entre Oyonnax et La Cluse, et de la vallée de l'Oignin inférieur. Il est possible que le cours de l'Ain ait été très anciennement fixé, antérieurement au plissement paroxysmal du Pontien, alors que ce dernier a déterminé les orientations de la majeure partie des rivières jurassiennes moins fortes qui ont obéi aux sollicitations du nouveau dispositif tectonique. Cette direction antécédente de l'Ain pourrait bien remonter au Vindobonien et trouver sa cause dans les lignes directrices des mouvements oligo-miocènes, l'affaissement de la zone méridionale et l'appel ainsi créé par la subsidence du Bas-Dauphiné. Il va sans dire que cette origine ancienne n'exclut pas les remaniements de détail, en particulier dans le cours inférieur où nous voyons maintenant l'Ain s'échapper vers l'Ouest par le coude brusque de Poncin.

Les divers mouvements de Burdigalien et du début du Vindobonien que révèle l'étude des dépôts de bordure ont déclenché une phase d'érosion qui tantôt diminué d'ampleur et tantôt gagne d'autres compartiments faillés, suivant que se manifeste ici et là la tendance à l'affaissement ou à l'émergence. Si ces processus d'érosion sont liés

aux niveaux de base oriental et méridional, ils ont certainement été divers dans leurs modalités: à côté de l'érosion linéaire agissant en fonction d'un réseau hydrographique individualisé, les nappes d'eau ou sheet flood ont dû jouer un rôle important dans un climat beaucoup plus aride que celui du Quaternaire et de l'époque actuelle. Il faut souligner l'importance de ce cycle d'érosion du début du Miocène qui paraît avoir vraiment façonné dans leurs grandes lignes les aplanissements que l'on retrouve plus ou moins déformés et plus ou moins remaniés par l'érosion pliocène, de type surtout karstique, sur les sommets du Bugey et qui, même quand ils ne sont plus immédiatement visibles dans le relief actuel, ont été le point de départ de l'évolution morphologique des régions élevées, comme c'est le cas pour les plateaux du Retord et des Molunes.

Mais il faut s'empressez d'ajouter aussi que parler d'un seul cycle ou d'une seule phase d'érosion est inexact; il faut en réalité concevoir plusieurs épicycles relativement brefs, séparés par des phases non moins brèves de submersion, mais dont les effets se sont conjugués parce que les mouvements du sol multiples qui ont marqué cette époque ont été de peu d'ampleur et que, par suite, les plans d'érosion se trouvaient presque confondus. Ainsi s'explique l'importance dont on pourrait s'étonner à première vue des surfaces miocènes qui sont de vraies surfaces polygéniques. Ce type de modelé ne fait que continuer les processus déjà caractérisés à l'Eocène et à l'Oligocène; mais, les déformations ayant été moins accentuées au début du Miocène, les agents d'érosion se sont attaqués à des reliefs sans doute moins importants; en revanche, les aplanissements ont pu gagner en étendue par développement des attaques latérales. C'est ainsi qu'après une phase de submersion assez courte au début du Burdigalien, les déformations et les soulèvements recommencent dès le milieu de cette époque, déterminant une reprise d'érosion qui va, en certains points, déblayer la molasse fine du début du Burdigalien et remanier les surfaces aquitaniennes ou qui va façonner ailleurs des aplanissements originaux, mais très proches des coups de rabot oligocènes.

Nous avons ainsi repéré des surfaces burdigaliennes, bien identifiables par les dépôts qui les recouvrent encore en partie, dans la Michaille où elles sont déformées en gouttière de part et d'autre du Rhône et de la Valserine aux environs de Bellegarde, dans le Valromey où elles ont été conservées à la faveur de l'affaissement qui a toujours caractérisé ce compartiment synclinal et où elles commencent à être exhumées, au moins dans la partie basse du val. On en rencontre aussi de nombreux témoins dans le Bas-Bugey et le contact avec la Savoie, témoins parfois exigus et très déformés, comme ceux que l'on suit à la base des versants orientaux du Gros Foug, de l'Epine, de la Montagne de Parves et du Mont Tournier et même jusque sur la voûte de ce dernier mont aux environs de Saint-Maurice-de-Rotherens, lambeaux parfois plus étendus et plus horizontaux quand ils ont été remaniés par l'érosion récente de la fin du Pliocène, comme c'est le cas des plateaux de Contrevoz-Andert-Condon au Nord de Belley.

Ailleurs, des aplanissements du Miocène moyen ont été élaborés ou du moins retouchés à une date un peu plus récente. Il en est ainsi sans doute du plateau des Molunes où l'on trouve des lambeaux de Vindobonien dont la base gréseuse et micacée est l'indice d'un dépôt d'eau douce et qui est pincé dans le synclinal d'Evuaz; mais on voit par là que la surface pré-vindobonienne a été très déformée localement par le plissement pontien, ce qui ne veut pas dire d'ailleurs qu'en d'autres points de ce même plateau, elle ait été aussi affectée par les mouvements ultérieurs puisque la tectonique des Molunes comme du Retord est caractérisée par l'existence de zones relativement calmes, n'ayant connu que de simples mouvements verticaux et de bascule, isolées au milieu de plissements énergiques mais bien localisés. Il en est peut-être de même de certaines parties du versant occidental du Molard-de-Don où l'on voit la molasse vindobonienne conservée dans la vallée qui relie Groslée à Lhuis: les aplanissements antérieurs seraient ici déformés en creux, mais les faits sont plus douteux car les faciès de la base du Vindobonien dans cette région n'indiquent pas clairement une transgression marine sur une surface érodée. Quant à la surface, basculée vers l'Ouest, du Retord, elle est plus difficile à interpréter du fait de l'absence de matériaux tertiaires: il est possible qu'il s'agisse d'une surface pré-burdigalienne analogue à celle de la Michaille et du bas-Valromey, mais séparée de ces derniers fragments par les dislocations pontiennes et portée à une altitude importante qui a déterminé au Pliocène une évolution bien différente, de type karstique, tandis que la Michaille et le Valromey étaient reliés directement au réseau hydrographique plio-quadernaire.

Si l'on veut résumer l'évolution du Jura méridional pendant le Miocène inférieur et moyen et la comparer à celle qu'a connue le Jura Central et septentrional on peut dire qu'à cette époque des retouches multiples sont apportées aux aplanissements éocènes et oligocènes et que s'achève l'élaboration d'une importante surface polygénique. Cette surface polygénique, plus élevée dans la partie occidentale du Jura où l'érosion n'aurait pu venir à bout d'un volume montagneux plus important, devait être plus avancée et moins accidentée à l'Est où elle était peu élevée au-dessus du niveau des mers molassiques. On a vu que la zone orientale est loin d'avoir été complètement immergée et qu'elle a connu par endroits et à certaines époques une évolution continentale. M. Chabot avait déjà signalé ce fait pour la région de Pontarlier (11) qui « a bien dû se rattacher alors à la grande surface d'érosion qui se développait à l'Ouest pendant la même période ». Il apparaît d'ailleurs que la surface polygénique miocène, qui va être certes déformée et disloquée au Pontien et au Pliocène inférieur, mais qui n'en a pas moins exercé une énorme influence sur la topographie des régions élevées du Bugey, est contemporaine de la pénéplaine pré-pontienne helvétique que l'on retrouve sur le plateau de Maïche et sans doute aussi de la pénéplaine d'Ornans; mais, en ce qui concerne cette dernière, il faut

(11) G. Chabot [80], p. 124-125.

admettre dans ce cas qu'il s'agit d'une pénéplaine pré-pontienne et non pas pontienne ou même pliocène inférieure comme l'a définie M. Chabot (12), ce qui paraît constituer un rajeunissement difficile à admettre si l'on considère l'âge des plissements paroxysmaux.

Hâtons-nous de dire bien entendu que, si dans le Jura central cette pénéplaine pré-pontienne a été conservée sur de vastes étendues sans subir des déformations considérables et domine vraiment la topographie de la majeure partie des plateaux, il n'en est pas de même dans le Jura du Sud où elle a été évidemment très disloquée et a connu des fortunes diverses selon les secteurs. Enfin, il faut remarquer que cette surface polygénique miocène a été fossilisée par endroits sous les dépôts du Burdigalien et du Vindobonien marins, mais qu'elle a dû être exhumée en certains points avant le paroxysme de plissement pontien par creusement et déblaiement de la molasse, consécutifs aux déformations qui ont précédé les phases de bouleversement majeur du Pontien et que nous allons maintenant examiner. On constate une fois de plus qu'un des caractères essentiels du Jura méridional réside dans l'instabilité continue qui fait alterner érosion et sédimentation.

4° Le Jura méridional à la fin du Vindobonien et au début du Pontien

La multiplication des lits de cailloux dans les terrains sédimentaires des bordures de la chaîne jurassienne au sommet du Vindobonien et au début du Pontien indique que de nouveaux mouvements du sol se sont produits à cette époque, déterminant une reprise de l'érosion. Il s'agit, semble-t-il, d'une part de mouvements plus accentués que ceux qui se sont manifestés pendant le Burdigalien et au début du Vindobonien, d'autre part de bouleversements qui ont eu une résultante verticale et se sont traduits avant tout par des soulèvements. Ces montées ont surtout affecté la partie orientale du Jura, celle qui avait eu au contraire tendance à l'affaissement à l'époque précédente, et l'on assiste à une régression générale de la mer et au début de la surrection du Jura interne, phénomènes qui coïncident d'ailleurs avec la surrection des Vosges, ainsi que l'a montré M. Glangeaud à propos du Jura comtois et septentrional. Ces mouvements plus marqués et ces soulèvements plus localisés ont déterminé une érosion de type nouveau : au lieu d'être restreinte en intensité et de s'étaler en surface pour modeler des aplanissements assez étendus mais peu élevés au-dessus du niveau des mers, comme c'était le cas au Miocène moyen, l'érosion de la fin du Miocène, exacerbée par des soulèvements accentués et individualisés a été elle aussi plus mordante et plus localisée, et ce sont des dépressions emboîtées dans les surfaces d'érosion supérieures qui sont apparues en certains points, là précisément où les mouvements de surrection ont été le plus marqués.

A cette érosion limitée et localisée il faut très vraisemblablement rattacher les entailles diverses qui ont été observées dans les surfa-

(12) Ibid., p. 121.

ces supérieures d'érosion du Bugey, ou du moins concevoir que ces entailles ont commencé à être affouillées à cette époque. Il s'agit, nous l'avons vu, de dépressions dont la profondeur par rapport aux sommets est à peu près constante pour une même région et comprise entre 100 et 150 m. Nous en avons repéré (13) de nombreux exemples dans les voûtes anticlinales, comme celle de Bérentin, au Sud du Poizat, ou celle de Tré-la-Joux, au Sud de la cluse de la Semine entre Saint-Germain-de-Joux et Châtillon-de-Michaille, où les versants présentent des replats déformés qui semblent montrer qu'il y eut plusieurs stades de creusement et que l'affouillement de ces combes n'a pas été effectué par la seule érosion pliocène. A ce même système d'érosion, il faut sans doute rattacher les surfaces aplanies, de caractère sénile, emboîtées dans la bordure du plateau de Retord vers 950-1.00 m. dans la région du Sourey (S.-W. de Lalleuyriat) et du Golet de Belleruche, mais distinctes, semble-t-il, des replats pliocènes qui bordent la cluse de Nantua. On a vu aussi (14) que les vallées transversales, le plus souvent asséchées, du plateau des Molunes, comme celle du Bief des Parres, ne sont pas des formes simples et récentes, mais constituent sans doute l'héritage des formes de creusement vindoboniennes et des écoulements qui étaient dirigés d'Est en Ouest suivant la ligne de pente avant les bouleversements pontiens. Peut-être en est-il de même des vallées transversales du Retord dont une est encore empruntée par le Séran supérieur.

Dans un tout autre secteur, dans le massif du Molard-de-Don, nous avons aussi été amenés à considérer (15) que le creusement des encoches, depuis karstifiées, de la région du lac d'Ambléon et surtout du val de la Maubretaine qui abrite le village d'Innimont, a commencé à cette époque lointaine, en relation avec la mer molasique qui venait battre le versant oriental du massif du Molard alors que celui-ci était à peine soulevé. On peut aussi rapporter à cette phase d'érosion de la fin du Vindobonien et du début du Pontien le début du creusement de nombreuses discontinuités ouvertes dans les chaînes du Jura méridional, par exemple l'échancrure de la chaîne de l'Épine: il semble en effet qu'en bien des points, l'érosion vindobonienne a préparé les morsures pliocènes qui ne peuvent être responsables, semble-t-il, de creusements aussi amples. C'est enfin à cette érosion, antérieure aux mouvements paroxysmaux du Pontien, qu'il faut probablement attribuer le dégagement d'une première génération de formes appalachiennes, étant bien entendu que ces entailles, comme les formes de creusement précédemment décrites d'ailleurs, ont été incorporées dans le plissement pontien et déformées: ainsi apparaissent les vallées supérieures entailées dans la bordure orientale disloquée du plateau de la Forêt de Champfromier, au Nord de ce village (fig. 7, ph. 19).

Nous sommes donc en présence de surfaces emboîtées dans les surfaces supérieures oligo-miocènes, et on doit les rapprocher des

(13) Cf. 2° Partie, Chap. IV.

(14) Cf. 2° Partie, Chap. IV.

(15) Cf. 2° Partie, Chap. III.



Photo 23

La cluse des Hôpitaux, vue de la route d'Ordonnaz à Contrevoz. A gauche, replat de Fays auquel correspond, de l'autre côté de la gorge, celui de Tare, l'un et l'autre coïncidant en partie avec un niveau dur. Au-dessus, grands aplanissements polygéniques d'Ordonnaz à gauche, de Prémillieu à droite, recoupant très nettement les strates, à droite. Noter les parois très redressées de l'auge glaciaire et le cirque d'éboulis de La Burbanche, limité à gauche par une arête due à une dislocation oblique par rapport à la cluse.

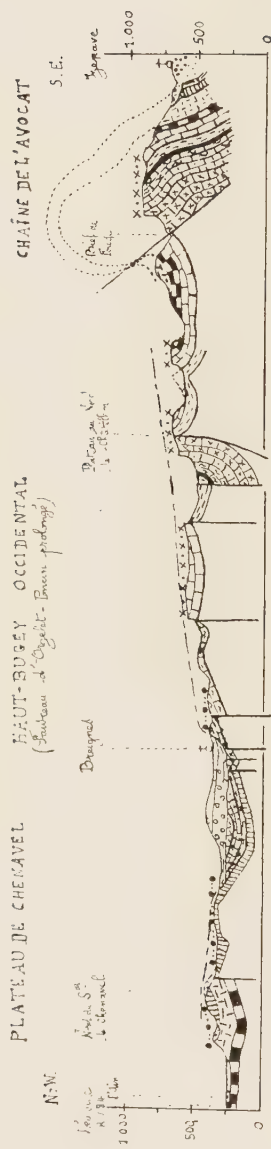


Fig. 22. — Le Haut-Bugey occidental, de Neuville-sur-Ain à la Combe-du-Val (Zénave). A l'Ouest, bas plateau pliocène de Chenavet remaniant une surface pré-pontienne en partie exhumée. Au centre, structure cassante avec lamères du prolongement du faisceau d'Orgelet-Poncin ; nombreux synclinaux perchés façonnés par l'érosion karstique pliocène à partir de la surface pré-pontienne basculée vers l'Ouest. A l'Est, antichinal de l'Avocat déversé vers l'Ouest et coiffé avec lequel débute le Bugey central ; mont tronqué par un aplanissement karstique pliocène. Echelle des longueurs = 1 : 80 000. Echelle des hauteurs = 1 : 50 000.

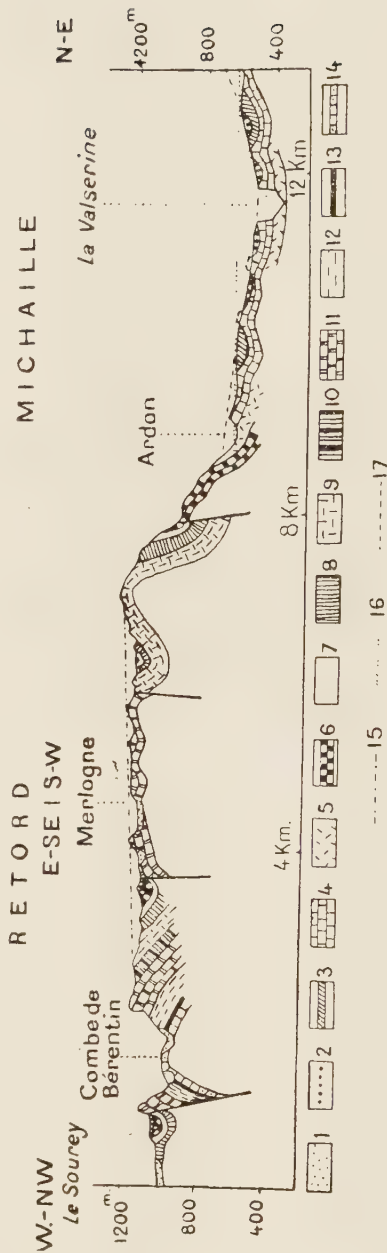


Fig. 25. — 1) Glaciaire ; 2) Molasse (m^1 ou m^2) ; Gault et Aptien ; 4) Urgonien ; 5) Hauterivien ; 6) Valanginien ; 7) Purbeckien ; 8) Portlandien ; 9) Kimméridgien ; 10) Astarrien ; 11) Rauracien ; 12) Oxfordien ; 13) Callovien ; 14) Bathonien ; 15) Surface pré-pontienne du Retord soulevée et remaniée par l'érosion karstique ; 16) Niveau miocène de 600 m. ; 17) Surface aquitano-burdigalienne de la Michaille.

Coupe à travers le Retord et la Michaille. Cf. croquis fig. 24. Extrait du Bulletin de l'A.G.F., 1951. M. Dubois. Remarques tectoniques et morphologiques sur le Jura méridional.

surfaces emboîtées de même type qui ont recreusé la pénéplaine d'Ornans, si du moins, à la suite de MM. Glangeaud et Dreyfuss, on assigne à cette pénéplaine un âge pré-pontien et non pas pontien comme l'a fait M. Chabot. Toutes proportions gardées, ces entailles correspondraient aux surfaces de la Jorande, de Trépot et de Mont-rond qui recreusent la pénéplaine d'Ornans et que M. Chabot, puis MM. Glangeaud et Dreyfuss ont décrites dans les plateaux comtois. Dans le Jura Méridional comme en Franche-Comté on trouve dans ces dépressions les argiles à chailles signalées par M. Glangeaud [28] ; ces dernières proviennent de galets éclatés en fragments anguleux au cours des périodes froides ultérieures. Mais bien entendu les entailles bugistes, quoique contemporaines, sont forcément beaucoup plus limitées et le plus souvent plus déformées, du fait des bouleversements bien plus considérables qui ont affecté au Pontien le Jura méridional.

La phase d'érosion vindobonienne n'a pas seulement laissé des traces dans la morphologie actuelle et préparé les morsures de l'érosion plio-quaternaire. Elle a aussi et surtout exercé une influence capitale sur les modalités du plissement pontien et par suite déterminé le style tectonique si original que tous s'accordent maintenant à la suite des travaux de MM. Vincienne et Glangeaud, à reconnaître à la majeure partie du Jura plissé. On a vu en effet que les grandes irrégularités tectoniques qui caractérisent la plupart des chaînes jurassiennes, déversements, décollements et chevauchements, ne peuvent s'expliquer que si l'on suppose que le plissement pontien a mis en œuvre des couches déjà entamées par l'érosion et qui avaient subi une certaine évolution continentale. Or, c'est précisément sur ces lacunes dues à l'érosion, sur ces hiatus ouverts par le creusement vindobonien dans les surfaces d'érosion supérieures que vont se produire les chevauchements, déversements et autres irrégularités du plissement pontien : on constate que ceux-ci sont localisés sur le bord des dépressions qui ont commencé à être affouillées avant le Pontien, dans la région du Poizat et du Signal des Monts d'Ain par exemple. On retrouve donc dans le Bugey des faits analogues à ceux qui ont été mis en lumière par M. Glangeaud dans le Jura comtois près de Besançon, à Arguel et Montfaucon.

5° Les bouleversements majeurs du Jura méridional au Pontien et au début du Pliocène

Depuis l'Oligocène et plus exactement depuis l'Aquitanién, le Jura méridional n'avait plus connu de paroxysme orogénique ; il n'avait été affecté que par des mouvements de faible amplitude qui, nous l'avons vu, n'avaient que faiblement dérangé les plans d'érosion antérieurs et permis la réalisation d'une surface polygénique faite de multiples retouches. Avec le Pontien les conditions changent radicalement. Le Jura méridional va connaître pendant cette période un effort orogénique intense qui va lui conférer ses traits tectoniques et topographiques à peu près tels que nous les connaissons aujourd'hui. Ce sont ces mouvements, contemporains du plissement alpin le plus prononcé, que M. Glangeaud a étudiés dans le Jura comtois

et désignés sous les noms de troisième et quatrième paroxysme orogénique. Mais alors que M. Glangeaud ne mentionne, après les premières déformations du Tortonien, qu'une seule phase de plissement pour le Jura interne franc-comtois, les analyses morphologiques pratiquées dans le Jura méridional conduisent à distinguer dans cette région au moins deux phases de plissement et de surrection au Pontien proprement dit dont, il est vrai, la deuxième, qui prend place à la fin du Pontien, a été de beaucoup la plus importante. Seule l'existence de ces deux phases permet d'expliquer la présence de certains aplanissements déformés, donc antérieurs aux principaux bouleversements, mais cependant distincts des entailles vindoboniennes.

En ce sens nous rejoindrions la notion de surfaces pontiennes, ayant continué à se former au cours de cette phase ou même aplanissements originaux élaborés entre les deux plissements pontiens, surfaces analogues à la pénélaine d'Ornans de M. Chabot. Le Pontien est en effet une époque suffisamment longue pour que de tels aplanissements ait pu être façonnés. En certains secteurs où l'on reconstitue des surfaces étendues et inclinées, mais bien distinctes des coups de rabot aquitano-burdigaliens beaucoup plus déformés comme des encoches pliocènes, il semble que l'on soit fondé à parler de surfaces pontiennes : tel est le cas du chaînon de Monthel et du Mont Tournier. Une telle conception permet en tout cas de ne pas trop vieillir les surfaces anté-pliocènes, ce que l'on peut parfois répugner à faire quand on se demande s'il est vraiment possible de retrouver dans la topographie des traces de formes usées aussi anciennes. Ailleurs au contraire il n'est guère possible de distinguer la part de l'érosion oligocène et celle de l'érosion pontienne : les aplanissements des sommets ou des versants ont une origine plus ancienne et ne sont autres que la surface polygénique oligo-miocène, encore remaniée au Pontien.

Quoi qu'il en soit, le Pontien constitue la phase la plus importante pour la tectonique sinon pour la morphologie du Jura méridional. Plus encore que les mouvements aquitaniens ce sont les bouleversements majeurs. On n'en veut pour preuve que l'importance des matériaux de démolition datant de cette époque qui s'entassent dans les régions bordières (Bas-Dauphiné et Bresse) et qui ont été arrachés au Jura. C'est ainsi que le Pontien atteint l'épaisseur considérable de 500 m. au Sud-Ouest du Bas-Bugey ; même si l'on admet que la démolition de la Grande Chartreuse proche a contribué à « nourrir » ces dépôts, il faut bien reconnaître, d'après l'examen des matériaux, qu'une grande partie de ceux-ci ont une origine jurassienne. D'ailleurs si le Pontien des plateaux de La Tour-du-Pin peut prêter à discussion et provenir en partie des Préalpes, il n'en est pas de même des gisements qui s'échelonnent en bordure du Jura depuis Lagnieu jusqu'à Coligny et Saint-Amour et qui sont constitués par des matériaux détritiques enlevés au Jura par l'érosion. En outre, si la base de ces matériaux consiste en débris relativement fins, sables micacés et marnes grises témoignant d'une démolition peu active, le sommet de la formation en revanche est représenté par des conglomérats à cailloux calcaires, visibles à Saint-Germain près Ambérieu comme à Coligny et même près de

Bettant (entrée Ouest de la cluse des Hôpitaux), par d'énormes blocs calcaires et des cailloux burinés constituant un important conglomérat. Ce fait confirme bien que la phase la plus intense de plissements et dislocations s'est produite dans la seconde moitié du Pontien (16).

Le Jura méridional tout entier est sorti complètement transformé de cette période de bouleversements. Sans doute les parties orientale et centrale ont été les plus affectées : alors que, jusqu'à cette époque, il n'y avait eu ici que des jeux de blocs faillés dont la couverture était tout au plus ondulée en plis lâches et réguliers, à l'exception des secteurs voisins des plis-failles, désormais c'est un plissement élevé et complexe qui se dresse à l'Est, tandis qu'au centre, vers les Molunes et le Retord, des bourrelets locaux énergiques alternent avec des zones plus soulevées et basculées que plissées. Mais les effets des bouleversements pontiens se sont aussi fait sentir à l'Ouest, quoiqu'à un moindre degré et surtout d'une manière bien différente : les dépôts grossiers de la bordure occidentale dont il a été question plus haut l'attestent, car des blocs de la taille de ceux qui constituent le conglomérat de Bettant ne peuvent avoir subi un long transport.

À l'Est, c'est par un style tectonique très plastique et un plissement maximum que se traduisent, dans la haute chaîne des Monts Jura, les bouleversements pontiens. Rappelons (17) simplement qu'il s'agit d'un pli déversé vers l'Ouest, avec parfois décollement et recouvrement sur le synclinal de la Valserine, comme à La Rivière, au Nord de Chézery, pli très exalté aussi, affecté à la fin du Pontien par une surrection qui a encore accru son élévation. Ainsi s'expliquent son altitude élevée et la raideur avec laquelle la haute chaîne se dresse au-dessus du Pays de Gex et de la plaine suisse. Nous avons vu d'ailleurs que le soulèvement graduel de cette chaîne orientale ne s'est pas arrêté au Pontien ; il a continué au cours du Pliocène et semble se poursuivre encore aujourd'hui si l'on en croit les indices fournis par les vallées des torrents nés à la base du versant oriental. Cette tectonique nettement plissée se retrouve dans la chaîne de l'Épine-Mont du Chat, le chaînon du Gros Foug et, quoique avec des caractères déjà un peu différents, dans le massif complexe du Grand Colombier ainsi que, beaucoup plus à l'Ouest, dans l'anticlinal de l'Avocat-Bourdon. Les synclinaux relativement étroits de la Valserine, du Collet, de Marnod, de Charix, au Nord de la cluse de Nantua, et celui de Yenne-Novalaise, à l'Ouest de l'Épine, participent aussi à ce style plastique et le plus souvent dissymétrique. Il est bien difficile dans ces secteurs de déceler des traces d'une morphologie antérieure au Pontien, car celle-ci a été

(16) C'est l'opinion exprimée par M. Glangeaud dans un article paru en 1948 dans le Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle du Doubs. Pourtant dans un autre article du Bulletin de la Société Géologique de France (1949), M. Glangeaud place la phase majeure du plissement au Pontien inférieur. Il nous semble que la première interprétation est plus proche de la réalité.

(17) Cf. 1^{re} Partie. — Chap. II.

incorporée dans le plissement violent et si déformée qu'elle est méconnaissable. Les formes du relief sont ou bien sous la dépendance de la tectonique et de la structure ou bien influencées par des morsures plus récentes, pliocènes et quaternaires.

Mais dans le Haut et le Bas-Bugey, il est des régions où au Pontien les mouvements de dislocation, de surélévation et de bascule, autrement dit un style plus cassant, l'ont emporté sur les plissements et où par suite le relief doit ses aspects actuels plus aux anciens aplanissements qu'aux formes tectoniques et structurales. Déjà l'influence du socle et des cassures profondes est manifeste dans les anticlinaux « coffrés » et les larges synclinaux en fond de baquet. La couverture sédimentaire peu épaisse s'est moulée tant bien que mal sur un bâti rigide de blocs soulevés et effondrés, déjà formés à l'Oligocène, peut-être même dès l'Eocène, et qui ont rejoué au Pontien. Il en est résulté un plissement assez peu souple et dans lequel les noyaux de plis, surtout soulevés, sont souvent constitués par des couches subhorizontales, si bien que l'on peut espérer retrouver des traces moins déformées et moins remaniées des surfaces pré-pontiennes. Ces caractères ne valent pas d'ailleurs pour les flancs déversés des anticlinaux que l'érosion ultérieure a en partie démolis et où il n'est plus question de rechercher des formes usées aussi anciennes. Il faut remarquer à ce sujet que les déversements et autres irrégularités des flancs inverses, parfois déterminés par les hiatus ouverts au Vindobonien dans les couches sédimentaires, se produisent souvent sur les blocs synclinaux dont le mouvement de descente continua au Pontien, créant en quelque sorte un appel au vide.

Ainsi s'expliquent les complications qui affectent un des flancs de nombreux anticlinaux bugistes ; il s'agit souvent du flanc occidental, car la poussée tangentielle est venue de l'Est, mais la règle n'est pas absolue car, lorsque le bloc effondré plus profond est situé à l'Est de l'anticlinal, le déversement se produit en quelque sorte à contresens, appelé par le vide ainsi créé (anticlinal des Monts d'Ain au-dessus des Neyrolles). Parfois même il se produit de part et d'autre d'un compartiment effondré, un double déversement « en blague à tabac », les flancs déversés des deux anticlinaux de bordure se faisant face (chaîne des Moussières Cormaranche et Molard de l'Orge, de part et d'autre du synclinal de Brénod-Hauteville). Il est possible en tout cas de repérer sur les monts qui correspondent à ces anticlinaux, en particulier dans la chaîne de Cormaranche-Planachat, sur Montarquis au N.E. de Saint-Germain-de-Joux, sur le Mont Tournier et le chaînon de Montbel au Sud-Est du bassin de Belley, des lambeaux de surfaces d'érosion ou des encoches plus localisées, plus ou moins déformées, qui semblent remonter à la période prépontienne et avoir été surtout soulevées et basculées par les bouleversements pontiens, au moins dans les parties axiales des monts.

Mais ce qui est déjà visible dans ces anticlinaux est encore plus manifeste dans d'autres secteurs du Jura méridional où les mouvements pontiens ressemblent fort à ceux qui se sont produits à l'Oligocène et où l'on ne peut guère parler de plissement pour les

caractériser. Il s'agit en effet plutôt de mouvements de surrection ou d'effondrement et de bascule, dans lesquels on soupçonne une influence immédiate des jeux du socle. Ils ont soulevé en les déformant des compartiments et par conséquent des morceaux de surface oligo-miocènes tandis que d'autres se trouvaient au contraire abaissés et séparés des blocs soulevés par des failles importantes ou de grandes flexures. A travers une couverture sédimentaire peu épaisse, on reconnaît facilement l'allure de ces fragments du socle fracturés et basculés ; on voit par là combien se manifeste la permanence d'un style tectonique rigide, inauguré peut-être à l'Eocène, sûrement en tout cas à l'Oligocène et combien il est inexact de dire, comme on le fait si souvent encore, que le Jura méridional est tout entier plissé.

Il faut remarquer d'ailleurs que les plissements ne sont pas complètement exclus de ces zones disloquées ; il s'agit souvent de plis énergiques, mais bien localisés, de bourrelets qui naissent le plus souvent à proximité des failles-plis. Entre ces plis étroits et serrés s'étendent des zones plus vastes où les terrains n'ont été que faiblement dérangés et affectés seulement par des ondulations à grand rayon de courbure. C'est dire que l'on a des chances de retrouver dans ces secteurs des restes d'aplanissements pré-pontiens moins déformés et moins remaniés que dans les régions plus plissées. Ainsi se présentent les plateaux des Molunes et de Retord, le Molard de Don, compartiments soulevés et plus ou moins basculés vers l'Ouest, ainsi que les blocs effondrés de la Michaille, du bassin de Belley et même du Valromey.

Bornons-nous à rappeler (18) que, de part et d'autre du grand talus-flexure haut de 700 à 900 m. que l'on suit de Châtillon-de-Michaille au col de Richemond, on trouve à l'origine dans la Michaille effondrée et dans le Retord soulevé et basculé vers l'Ouest une seule et même surface aquitano-burdigalienne qui a seulement été fragmentée et considérablement dénivelée au Pontien. Il en est de même du Valromey, bloc effondré, où, à la faveur de dépôts burdigaliens on repère une surface oligo-miocène du même type qui a été ici affaissée. Les plissements locaux et énergiques auxquels il a été fait allusion plus haut se rencontrent sur le Retord dans les synclinaux crétacés de La Manche et des Gallanchons et le bourrelet anticlinal oriental, tandis que, dans toute la partie médiane du plateau, les couches sont peu dérangées et le Rauracien affleure largement.

Les mêmes faits sont faciles à observer sur le plateau des Molunes, lui aussi incliné vers l'Ouest et dans lequel des plis étroits, mettant en œuvre le Crétacé et parfois la molasse, alternent avec de vastes zones caractérisées par de faibles bombements du Jurassique. Enfin, nous avons vu que l'influence du socle est très sensible dans le Bas Bugey et le Molard de Don. Les plissements ne constituent pas l'essentiel dans cette région et la surface néogène fortement basculée vers l'Ouest du Molard de Don commande les aspects principaux du relief de cette montagne. Elle doit être rapprochée des apla-

(18) Cf. 2^e Partie, Chap. II, III et IV. Cf. aussi M. Dubois [100].

nissements oligo-miocènes du bassin de Belley qui se retrouvent dans plus d'un trait du paysage actuel et ont préparé la voie à l'érosion fini-pliocène ; les deux fragments ont été dénivelés au Pontien et ont connu de ce fait ensuite une évolution bien différente. L'influence des dislocations du socle, le jeu des blocs, la fragmentation d'anciennes surfaces oligo-miocènes dont le relief actuel dérive souvent de façon très sensible, caractérisent ainsi une bonne partie du Bugey central et méridional au Pontien et l'on voit que l'on ne saurait parler partout de vrais plissements à cette époque.

À l'Ouest de la chaîne des Joux Blanches et même à partir de celle-ci, car l'on y rencontre déjà de nombreuses dislocations, surtout au Nord de La Cluse, les caractères des bouleversements pontiens changent. Les mouvements paroxystiques qui ont plissé et soulevé les parties orientale et centrale ont eu leur écho dans le faisceau externe sous forme de « répliques par jeu du socle », suivant l'expression de M. Gangeaud [23]. Mais, dans la région qui nous intéresse, ces répliques se sont manifestées de deux manières bien différentes, qui ont déterminé deux types morphologiques non moins différents.

Dans le Revermont c'est un style plastique qui prédomine et l'on a remarqué depuis longtemps ici la succession des anticlinaux et synclinaux, certains de ces derniers transformés en bassins fermés comme celui de Drom-Ramasse ou celui de Cize-Hautecour, d'autres encore drainés, mais déjà minés par la karstification, comme le val du Suran qui constitue l'axe du Revermont. Dans ces successions d'anticlinaux, parfois réguliers comme le bourrelet secondaire du Mont-Grenier, parfois disloqués, comme la Montagne de Corent, et de synclinaux, il y a peu d'espoir de retrouver des traces étendues et peu altérées des aplanissements pré-pontiens. Les surfaces d'érosion éocènes et oligo-miocènes ont été en effet incorporées au plissement, non seulement soulevées, mais déformées en dôme et par suite très remaniées : tout au plus sur les sommets peut-on dire qu'elles constituent le point de départ des morsures pliocènes, normales ou karstiques, qui sont ici nombreuses (Montagne de Corent et chaîne d'Arnans (fig. 33 à 37) où de nombreuses dislocations ont fragmenté les aplanissements pré-pontiens). De même sur la bordure occidentale où se sont produites des complications importantes, déversement vers l'Ouest et par endroits sans doute (vers la Tour de Jasseron par exemple) chevauchement du Tertiaire bressan par le Jurassique, l'existence d'une surface aquitanienne qu'incitent à rechercher les dépôts de Ceyzeriat et de Journans n'est qu'une vue de l'esprit. On ne peut espérer repérer de traces de ces surfaces pré-pontiennes que dans les vaux et sur leurs bordures, par exemple à l'Ouest de Hautecour et sur le versant occidental du val de Suran entre Rignat et Confranchette. Encore s'agit-il de surfaces déformées et remaniées : le Pontien de Soblay qui fossilise un de ces aplanissements est pincé dans un synclinal assez aigu et la surface fossile devient ici dépourvue de toute signification morphologique.

Dans les Monts Berthiant et, au Sud de l'Ain, dans tout l'arrière-pays immédiat d'Ambérieu qui s'étend de Poncin à la Cluse des Hôpitaux et d'Ambérieu à Nivollet-Montgriffon, c'est au contraire une

tectonique beaucoup plus rigide et cassante qui l'emporte. Un simple coup d'œil sur la carte géologique est à ce sujet éloquent : dans les Berthiant sur un espace très restreint (3 à 4 km.) on ne compte pas moins de six dislocations dont certaines limitent d'étroites lanières d'Oxfordien à peine larges de 150 m. et les leviers effectués par les Ingénieurs pétroliers montrent que la structure est encore plus complexe et le nombre des dislocations plus élevé. L'influence des dislocations oligocènes et des érosions oligo-miocènes est ici manifeste et a été mise en évidence par MM. Glangeaud et Vincienne [26, 61]. On se trouve ici dans le prolongement du faisceau d'Orgelet-Poncin de M. Glangeaud, caractérisé par le « style ultra-comtois » où des phénomènes de distension et d'érosion ont donné au dispositif des terrains un aspect très disloqué et peu cohérent : dépressions formées sous l'influence des forces de distension mais aussi de l'érosion pré-pontienne; puis au Pontien compression par rapprochement des deux bords des dépressions. En outre cette région semble correspondre, dans l'ensemble, à une zone érodée antérieurement au Pontien, entre la zone anticlinale du Revermont et le môle de l'Île Crémieu; dans ce hiatus ouvert par l'érosion les terrains auraient alors fait saillie telle une « hernie », pour reprendre les termes mêmes de M. Glangeaud, et la couverture sédimentaire préalablement fragmentée se serait décollée et aurait glissé vers l'Ouest dans un mouvement d'ensemble. Ainsi s'expliquerait le chevauchement du Tertiaire bressan par la terminaison méridionale du faisceau d'Orgelet-Poncin, bien visible à Douvres et Saint-Germain près Ambérieu.

Quoi qu'il en soit, les plissements ont ici une importance moindre que les dislocations et les mouvements de soulèvement et de bascule. Aussi, en dehors des lanières étroites signalées plus haut, on note la présence d'aplanissements dénivelés et étagés, au moins dans l'arrière-pays immédiat d'Ambérieu et d'Ambronay; et ces aplanissements qui recoupent les terrains déjà anciens du Jurassique inférieur et même du Lias ont certainement une origine éloignée : il s'agit, selon toute vraisemblance, de surfaces polygéniques peut-être éocènes, en tout cas oligocènes, qui sont une survivance des aplanissements réalisés sur les blocs faillés antérieurs aux bouleversements pontiens. Bien visibles dans les plateaux étagés cernés de fractures que l'on observe au Sud de Cerdon et au-dessus de Nivollet et de l'Abergement-de-Varey, ces aplanissements ont été remaniés par l'érosion karstique pliocène dont l'ampleur est attestée par l'importance des argiles de décalcification qui recouvrent toute la région et sont signalés par la mention « Ad » sur la feuille de Nantua (2^e édition) de la carte géologique au 1/80.000^e.

Ainsi à la fin du Pontien, l'évolution morphologique a ciselé une région montagneuse différant très sensiblement du Jura d'aujourd'hui, mais dont bien des traits tectoniques et morphologiques ont influencé les aspects du relief actuel. Nous abordons maintenant le Pliocène pendant lequel le Jura va connaître une évolution toute différente, tant dans le façonnement des sommets que dans l'organisation du réseau hydrographique, et peu à peu acquérir les aspects que nous lui connaissons.

TROISIÈME PARTIE

L'ÉVOLUTION SUBAÉRIENNE PLIOCÈNE

L'évolution morphologique du Jura méridional après les bouleversements paroxystiques du Pontien (qui se sont sans doute d'ailleurs prolongés tout au début du Pliocène), a revêtu deux aspects. D'une part le Jura du Sud a connu au Pliocène un drainage subaérien qui a creusé des vallées de plus en plus profondes et dont on retrouve des traces sous forme de replats sur les versants des vallées actuelles: c'est de cette époque que date l'organisation d'un réseau hydrographique cohérent et hiérarchisé. D'autre part les sommets et les hauts plateaux se sont trouvés isolés de ces artères de drainage et ont été remaniés, suivant des processus bien différents, par l'érosion karstique qui les a abaissés et parfois entaillés faiblement. Il y a donc eu deux types d'évolution bien distincts. Au cours de cette troisième partie, nous n'examinerons que l'évolution subaérienne, nous contentant d'évoquer brièvement au début le sort réservé aux aplanissements qui se sont trouvés soulevés au Pontien. Quant aux surfaces qui ont connu au Pliocène une évolution essentiellement karstique, nous avons jugé préférable de rattacher leur examen à l'étude d'ensemble des phénomènes karstiques qui sera faite dans la quatrième Partie.

CHAPITRE I

L'ÉVOLUTION DES SURFACES D'ÉROSION ANTÉ-PLIOCÈNES ET L'ORGANISATION DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE

Nous avons vu que des aplanissements très complexes, s'inscrivant sur les sommets et les hauts plateaux actuels, avaient été élaborés, peut-être depuis l'Eocène, en tout cas depuis l'Oligocène jusqu'à la fin du Pontien et qu'ils portaient la marque de retouches multiples. Quel va être le sort de ces aplanissements au cours du Pliocène? C'est le problème que nous voudrions examiner avant d'aborder l'étude de l'organisation du réseau hydrographique à la fin du Tertiaire. Il faut distinguer parmi ces très anciens aplanissements ceux qui ont été portés par les mouvements pontiens à une altitude appréciable et ceux qui se sont au contraire effondrés. On devine que l'évolution morphologique n'a pas été la même dans l'un et l'autre cas.

1° *L'évolution des surfaces d'érosion soulevées.*

Des blocs comportant des aplanissements anté-pliocènes assez étendus ont été soulevés et leur altitude relative au-dessus des dépressions voisines atteint parfois plus de 700 m. Comme le soulèvement a été opéré de manière assez brutale et comme il s'agit d'aplanissements inscrits surtout sur des terrains calcaires, il est aisé d'imaginer que l'érosion a eu peu de prise sur ces blocs soulevés et qu'un appel au vide intense s'est exercé dans cette masse de calcaires fissurés portés à une assez haute altitude. De fait, les surfaces d'érosion soulevées ont connu dans leur ensemble au Pliocène un remaniement de type karstique. Le plus souvent isolées des entailles pratiquées par l'érosion subaérienne, ces surfaces ont évolué en fonction de gouffres ou plutôt de fissures ou d'empisieux jusqu'à ce qu'elles soient recouvertes par les glaces et les moraines quaternaires. On peut dire qu'elles ont été à peu près immunisées par le karst, seulement légèrement recreusées par des entailles assez localisées, et transformées ainsi en aplanissements figés, comparables aux « pénéplaines mortes ».

Il en a été ainsi des hauts plateaux des Molunes et du Retord. Nous examinerons en détail l'évolution karstique pliocène de ces

hautes surfaces dans la quatrième partie (1). Nous nous bornerons ici à évoquer brièvement l'exemple du Retord (fig. 24 et 25, ph. 18). Nous avons déjà vu (2) que cet aplanissement élevé avait commencé à se façonner bien avant le plissement pontien et que son caractère polygénique était indéniable. Mais il devait encore subir des retouches sensibles après les mouvements pontiens qui l'avaient soulevé. En effet, depuis que le plateau de Retord a été porté à cette altitude élevée, l'appel au vide dans les calcaires fissurés s'est fait sentir et la désorganisation karstique est intervenue. Aussi retrouve-t-on un peu partout un dédale inorganisé de creux et de bosses, de vallées aveugles et de bassins fermés, séparés des pentes extérieures encore soumises à l'érosion normale par des seuils bien marqués, toute une topographie anarchique suspendue au-dessus des régions voisines : ainsi se présentent par exemple les environs du col de Richemond où l'on voit une combe se creuser peu à peu, suivant un mécanisme qui ne répond pas à la théorie classique de l'affouillement par érosion normale. Ces formes karstiques ont souvent été remaniées et sculptées par le travail des glaciers. Les dépôts morainiques ont même pu, par endroits, faciliter le ruissellement, au moins pendant une brève période. Il n'en reste pas moins que, depuis le Pontien, la topographie du Retord semble figée et l'évolution arrêtée : les versants au-dessus de 8 à 900 mètres s'ensevelissent sous les débris qu'un ruissellement important n'est plus là pour évacuer. Evolution bien différente de celle qu'on observe dans les Préalpes du Nord.

Toutefois, cette évolution karstique ne s'est pas fait sentir sur toute l'étendue des blocs soulevés qui renferment de très vieilles surfaces d'érosion. En effet, ces blocs ont été non seulement soulevés, mais aussi le plus souvent plus ou moins basculés. Aussi certaines parties des aplanissements ont-elles été ramenées par ces mouvements de bascule dans des zones voisines de l'érosion subaérienne et ont-elles connu une évolution plus « normale », en rapport avec les vallées du système général de drainage et leur enfoncement progressif. C'est ainsi que des éléments de relief appalachien et de formes dérivées de la structure ont été dégagés sur la bordure des blocs basculés par affouillement de bandes de terrains tendres ou creusement de boutonnières anticlinales rabotées par le cycle d'érosion antépliocène.

L'évolution subaérienne et l'apparition d'entailles ont acquis une importance d'autant plus grande que les anciens aplanissements ont été plus basculés. C'est ainsi que les entailles sont assez restreintes sur le pourtour du bloc des Molunes où le mouvement de bascule a été peu prononcé : on verra cependant que des éléments de relief appalachien apparaissent, notamment au Nord-Est de Champfromier, en liaison avec la vallée de la Valserine (ph. 19 et 27). Au contraire, dans le Molard de Don, très fortement basculé vers l'Ouest, l'ancienne surface néogène qui régit les traits d'ensemble de la morphologie du versant occidental a été assez profondément recreusée par des dépressions, souvent de type appalachien, qui ont été affouil-

(1) Cf. 4^e Partie, A - Chap. II.

(2) Cf. 2^e Partie - Chap. II.

lées en liaison avec les stades successifs d'enfoncement du Rhône pliocène tout proche. Nous aurons l'occasion de revenir plus longuement sur ce dégagement de formes appalachiennes et structurales au cours du Pliocène (3).

2° *L'évolution des surfaces d'érosion effondrées*

Sur les blocs cernés de failles ou de flexures qui se sont affaissés au cours des bouleversements pontiens, l'évolution morphologique a, durant le Pliocène, été bien différente. Il faut noter en premier lieu que dans les zones effondrées la molasse, qui avait recouvert et fossilisé certains secteurs des plus anciens aplanissements, a été conservée du fait du manque de vigueur de l'érosion. Il en est ainsi des surfaces pré-aquitaniennes et pré-burdigaliennes qui ont continué à demeurer à l'abri des morsures de l'érosion récente, existant virtuellement sous l'Aquitanién et le Burdigalien qui les fossilisaient. Comme aux lambeaux de molasse sont venus s'ajouter parfois des placages morainiques, il est certains secteurs de ces zones effondrées où les très vieilles surfaces oligo-miocènes n'ont commencé à être déblayées que depuis peu de temps par l'érosion post-quadernaire. Ce sont les seuls endroits, bien restreints en superficie d'ailleurs, où ces aplanissements ont quelque valeur morphologique. Cela est vrai de certains secteurs du bassin de Belley (fig. 17), notamment entre Arbignieu et Peyzieu, et du val du Rhône, à l'Est d'Yenne, au pied de la barre du Mont de Lierre, où la base des versants des hauteurs de Saint-Bois ou du Mont de Lierre, représentant une ancienne surface pré-burdigalienne, a été exhumée par une érosion qui ne peut être que récente, étant donné la faible altitude de ces lambeaux de surface par rapport aux thalwegs actuels.

Mais on s'aperçoit en second lieu que le plus souvent ces très vieilles surfaces, fossilisées par la molasse, n'ont pas attendu l'époque actuelle pour être déblayées sur de petites étendues. Par le jeu des déformations tectoniques, elles ont en effet été ramenées dans le plan d'érosion du Pliocène, supérieur le plus souvent, ou du début du Quadernaire et sont peu distinctes de ces différents niveaux. Aussi ont-elles été fortement remaniées par l'érosion fini-pliocène, à qui elles doivent d'être mises à jour sur de grandes étendues qui, au premier abord, paraissent anormales pour des aplanissements dont l'origine remonte aussi loin dans le temps.

On rencontre des exemples de ces surfaces polygéniques dans le bloc effondré du Valromey (fig. 23) et surtout dans la partie méridionale la plus affaissée: des éléments de surface pré-burdigalienne retouchée par un niveau d'érosion probablement fini-pliocène apparaissent près de Chemillieu et Brénaz et surtout vers les hameaux de Chassonod et Vaux-Valençon où le Burdigalien repose tantôt sur l'Urgonien et tantôt sur l'Hauterivien. On en trouve aussi des échantillons caractéristiques dans la partie septentrionale du bassin de Belley, entre Contrevoz, Andert-Condon et Chazey-Bons (fig. 14): nous les analyserons en détail quand nous étudierons les niveaux

(3) Cf. 3° Partie - Chap. V.

d'érosion fini-pliocènes du bassin de Belley (4). D'anciens aplanissements polygéniques apparaissent enfin de façon très nette de part et d'autre du val du Rhône, entre Bellegarde et Seyssel, notamment dans la Michaille où ils se distinguent encore par endroits des niveaux cycliques pliocènes.

L'évolution morphologique de la Michaille (fig. 24 et 25, ph. 18) est en effet fort complexe. Ce qui attire l'attention ici, c'est le développement anormal, vers 600 m., de larges plateaux qui n'ont évidemment rien de commun avec les replats cycliques peu étendus que l'on observe à la même altitude sur les versants des principales vallées du Haut-Bugey. Si l'on fait abstraction de la couverture glaciaire, qui n'est développée d'ailleurs que vers Lancrans et Ballon, à l'Est de Bellegarde, où existe un important complexe fluvio-glaciaire, on se trouve en présence d'aplanissements; mais ces aplanissements ne sont pas simples et leur façonnement a une origine multiple. Parfois, la surface topographique coïncide localement avec le plan supérieur de l'Urgonien; mais le plus souvent, elle le recoupe sous un angle faible ou même s'inscrit sur l'Hauterivien redressé vers l'Ouest, comme cela se produit dans les petites combes monoclinales situées au pied du Retord; ailleurs elle tranche des lambeaux de Crétacé supérieur qui ont été préservés de l'érosion dans cette région affaissée.

Pourquoi le cycle pliocène supérieur, qui d'ordinaire n'a laissé que des traces assez restreintes, se traduit-il ici par de si vastes surfaces? Pour répondre à cette question, il faut se souvenir que, dans la Michaille comme dans la partie inférieure de la vallée de la Valserine, existent de très nombreuses traces d'une surface pré-aquitaine ou pré-burdigalienne, effondrée et basculée à la suite du plissement pontien. Les dépôts de molasse aquitainienne ou burdigalienne qui reposent sur l'Urgonien, comme à Arlod, Billiat, et entre Bellegarde et Génissiat, ou sur le Crétacé supérieur, comme à Lancrans et Bellegarde, sont là pour rappeler ce fait. Cette surface a été déformée en même temps qu'elle a été effondrée et semble avoir été inclinée sur les deux rives de la Valserine et du Rhône vers l'emplacement actuel de ces deux cours d'eau. Elle a été fossilisée par un remblaiement pliocène et par une assez grande épaisseur de moraines; elle est actuellement en cours de déblaiement sous l'effet de l'érosion active qui se fait sentir près des canyons de la Valserine et du Rhône. Aussi, commence-t-on à la voir apparaître entre 480 et 400 m. environ, inclinée sensiblement vers les bords de ces cours d'eau, comme cela est très visible le long de la route de Châtillon-de-Michaille à Bellegarde, ou encore au Sud-Ouest de Confort.

Mais dans ses parties hautes, au pied du Retord et du Credo, elle a été ramenée dans le plan d'érosion du Pliocène supérieur, reprise et remaniée par les écoulements de cette période et recoupée sous un angle faible par les plateaux de 600-550 m. que l'on observe vers Montanges, Vouvray, Confort. On peut la reconstituer, remontant vers l'Ouest, tangente aux sommets des crêts urgoniens

(4) Cf. 3^e Partie - Chap. III.

de Châtillon-de-Michaille et d'Ardon, tandis que les petites combes monoclinales ont été affouillées au cours de ce cycle pliocène supérieur en même temps que les crêts se trouvaient mis en valeur. Ces plateaux de 600-550 m. représenteraient en quelque sorte une surface polygénique et c'est dans la quasi-coïncidence du plan d'érosion du Pliocène supérieur avec de très anciennes surfaces pré-molassiques qu'il faut chercher la raison de leur ampleur inaccoutumée.

On voit ainsi que, contrairement à ce qui s'est passé dans les blocs soulevés, les vieilles surfaces d'érosion ont été remaniées par l'érosion sub-aérienne dans les zones affaissées et ont contribué à donner de l'ampleur aux morsures de l'érosion pliocène.

3° *L'organisation du réseau hydrographique au Pliocène*

Nous avons vu que des bouleversements considérables s'étaient produits au Pontien dans le Jura méridional, comme d'ailleurs dans l'ensemble de la chaîne. Des changements profonds d'altitude se sont manifestés : c'est l'époque où le Jura acquiert son aspect d'ensemble définitif, avec les altitudes décroissantes de l'Est vers l'Ouest et non plus d'Ouest en Est, comme cela avait été le cas à l'Oligocène et pendant la majeure partie du Miocène ; c'est aussi à ce moment que se précise le faite tectonique transversal irrégulier qui partage le croissant jurassien entre le Mont Poupet et la région des sources du Doubs, constituant un des traits importants de la géographie du Jura.

Ces bouleversements et ces changements d'altitude ne pouvaient manquer d'avoir leur répercussion sur le réseau hydrographique. Ils ont évidemment contribué à modifier le tracé des cours d'eau qui existaient antérieurement. C'est à ce fait essentiel que M. Cholley faisait allusion [93] quand il disait que le tracé du réseau hydrographique est en rapport avec les dislocations de la surface aquitaine. De même, M. Glangeaud n'hésite pas à parler [26] d'un « renversement du drainage » qu'il situe au Pontien supérieur. Alors que le drainage se faisait avant le Pontien surtout en direction de l'Est et du Sud, c'est-à-dire vers les mers molassiques de la plaine suisse actuelle et des plateaux du Bas-Dauphiné, désormais c'est vers l'Ouest, vers le fossé des plaines de la Saône que vont s'écouler les eaux de la majeure partie du Jura, suivant la pente topographique d'ensemble de la chaîne. Ainsi, toutes les eaux des pentes françaises se dirigent vers l'Ouest, à l'exception de l'Orbe née au lac des Rousses, et de l'Ill supérieur ; et l'on sait qu'à une époque géologique récente, le Jura tout entier était tributaire du lac bressan, quand le Rhin passait par la Porte de Bourgogne.

Mais si le drainage des eaux jurassiennes profite à peu près exclusivement au fossé des plaines de la Saône, c'est au prix de multiples détours, d'un tracé très bizarre, capricieux en apparence, du réseau hydrographique. Nous sommes ainsi amenés à évoquer brièvement l'organisation du réseau hydrographique de l'ensemble du Jura avant d'examiner ce qui se passe dans le Jura méridional. M. Gibert [103] a montré d'une part que dans l'ensemble ce dessin des rivières correspond à la carte structurale et qu'il y a écoulement des eaux d'une gouttière à une autre moins élevée et en même temps,

dans le sens longitudinal, vers les pointes extrêmes de la chaîne, en raison de la décroissance d'ensemble des altitudes vers le Nord et vers le Sud à partir du faite tectonique Mont-Poupet - Source du Doubs. Il en est ainsi notamment pour le tracé en baïonnette du Doubs, dont le retour vers l'Ouest s'explique par la présence de la zone synclinale de Vaufrey, tandis que la cluse de Sainte-Ursanne est en rapport avec les plongements périclinaux qui terminent le Clos du Doubs à l'Est.

Toutefois, si la collecte longitudinale des eaux existe au Nord dans le Jura bisontin et au Sud dans le Revermont (Suran, Ain) et dans le Bugey (Rhône entre le confluent du Guiers et Lagnieu) elle avorte complètement au droit des grands plateaux du Jura central et M. Gibert (5) a insisté d'autre part sur ce qui lui paraît être la cause de ce phénomène, l'existence de la tectonique brisée du vignoble qui « s'écoule sur la Bresse » et l'absence des grands paliers. Il a aussi souligné qu'aucune reculée maîtresse n'a poussé par érosion remontante vers les rivières de l'intérieur. Il a démontré que le retard apporté, dans le Jura central, à la capture du réseau des hautes chaînes était dû à la nature calcaire du sol qui a contribué à prolonger l'anomalie des grands détours des rivières: on saisit une fois de plus l'importance géographique du karst.

Le problème se pose différemment dans le Jura méridional qui est en majeure partie plissé (avec nombreuses fractures, ne l'oublions pas) et dans lequel il n'existe pas de zone tabulaire subhorizontale entre les chaînes orientales et la bordure bressane, comme dans le Jura central. Aussi, les rivières se sont-elles adaptées plus aisément à la structure plissée ou, si l'on préfère employer un terme plus exact dans une zone de tectonique très cassante, à la structure en vousoirs et fossés; les rivières longitudinales logées dans les vaux de type normal, comme le val de la Valserine ou la Combe du Val, ou installées dans des blocs effondrés, comme le Valromey ou le val de Brénod-Hauteville, y sont extrêmement nombreuses. M. Gibert note [103] que dans le Jura du Sud, il y a concordance fréquente, sans être absolue, entre le réseau hydrographique et la structure plissée actuellement visible. Pour lui, la plupart des désaccords ne concernent que de menus détails locaux, notamment dans les régions, nombreuses ici, où les dépôts morainiques sont venus brouiller les données de la structure et provoquer des cas d'épigénie locale. « L'ajustement de l'hydrographie à l'économie générale du plissement n'est pas mise en question ». Il cite notamment l'exemple du Rhône dans le défilé de Fort l'Ecluse où le fleuve, déblayant les matériaux glaciaires, a retrouvé une cluse déjà creusée avant le Quaternaire. Il cite aussi le cas de la section du cours du Rhône entre le confluent du Guiers et Lagnieu, qui est en gros conforme à la structure: elle est en effet logée dans une gouttière structurale entre les plis faillés, véritables blocs soulevés par paliers, du Molard de Don et du Massif de Portes à l'Est et la zone tabulaire basse de

(5) Gibert (A.) [103]. Cf. aussi Bénévent (E.), Les reculées du Jura central: la vallée de la Seille. *Revue Géo-Alpine*, XX, 1932, p. 267-306, et Lebeau [111].

l'Ile Crémieu à l'Ouest. Il s'agit là sans doute d'une vallée très ancienne qui remonte peut-être au delà du Pliocène, car cette région a connu des jeux de blocs et des failles-plis dès l'Oligocène (6).

Il est toutefois certaines rivières ou des sections de rivières dont le tracé complexe ne paraît pas s'accorder avec les données de la structure. M. Gibert avait reconnu que le cas de l'Ain était spécial. On sait qu'il s'agit d'une rivière très ancienne dont le tracé Nord/Sud, souvent indifférent aux accidents de la structure actuellement visible (méandre de Cize gare par exemple), remonte vraisemblablement à une époque antérieure aux bouleversements pontiens, témoignant probablement du drainage vers le Sud des surfaces oligomiocènes, en direction des golfes de la mer molassique. Sans doute M. Gibert estime que J.-B. Martin a exagéré les anomalies de ce tracé : certaines sections ne sont obliques aux plis qu'en apparence et peuvent être décomposées en sections synclinales, reliées entre elles par de courtes cluses, ouvertes à la faveur d'abaissements d'axe des anticlinaux. Cela est aussi le cas, selon cet auteur, du tracé de la Bienne entre Saint-Claude et le confluent avec l'Ain. En vérité, certaines parties assez bizarres du cours de l'Ain peuvent s'expliquer ainsi, mais pas toutes ; des anomalies subsistent et M. Gibert lui-même est obligé de mettre à part la courte section comprise entre Poncin et Neuville-sur-Ain, par laquelle la rivière, échappant peut-être à un ancien tracé vers le Sud, traverse en cluse l'anticlinal de Chenavel et sort du Jura pour déboucher dans la plaine d'Ambérieu.

Il y a là un problème qui ne paraît pas susceptible de recevoir une solution unique. Il se peut fort bien en effet qu'il y ait eu à la fois surimposition et antécédence. Dans cette région, les dépôts de molasse sont nombreux, divers et assez élevés : le Pontien monte à près de 400 m. à l'Ouest de Méignat ; il n'est donc pas impossible d'une part que la rivière d'Ain ait à la fin du Pontien et au début du Pliocène abandonné un ancien cours masqué par le remblaiement pontien et coulé vers l'Ouest sur les matériaux détritiques, avant de s'enfoncer par épigénie dans les calcaires durs du Jurassique supérieur de l'anticlinal de Chenavel. Mais d'autre part on sait que des mouvements pliocènes et peut-être même quaternaires ont soulevé, légèrement mais nettement, cette bordure occidentale du Jura. Dès lors l'Ain a pu très bien s'enfoncer dans un anticlinal en voie de soulèvement et d'ailleurs peu exalté. Son cours serait donc ici à la fois antécédent et épigénique. Nous renvoyons pour plus de détails à la thèse de M. Journaux [109] qui a fait de cette région une analyse minutieuse et pénétrante et a étudié en particulier la question des différents cours de l'Ain entre Poncin et Pont d'Ain.

On peut sans doute énoncer les mêmes conclusions pour le cours inférieur du Suran qui, à 2 km. au Nord, s'échappe aussi du synclinal néocomien et jurassique supérieur qu'il suivait depuis Germagnat : la présence de lambeaux de molasse, vers Soblay notamment, permet d'évoquer une surimposition probable. Il faut noter toutefois que le relai en coulisse du pli du Revermont par celui de Jujurieux-

(6) Cf. Première Partie, Chap. II - B, et 2^e Partie, Chap. II.

Ambroinay a considérablement facilité le travail du Suran. Nous avons vu que, à l'opposé de cette région, la cluse improprement appelée « Val du Fier », ouverte à travers le Gros Foug, pose aussi un problème d'origine car elle est située sur le début de la retombée périclinale de la Montagne des Princes et n'est donc nullement adaptée à la structure (7). Enfin, on ne peut absolument pas suivre M. Gibert quand il range la cluse du Rhône à Pierre-Châtel parmi les formes de creusement dictées par la tectonique: aucun abaissement d'axe n'est visible et aucune fracture transversale n'explique la présence de ce défilé. On peut penser au contraire, avec Douxami (8), que cette cluse n'est due à aucun accident tectonique et que son creusement s'est réalisé pendant le soulèvement progressif de la flexure anticlinale Parves-Mont Tournier, c'est-à-dire que nous avons affaire à un phénomène d'antécédence.

Que les rivières soient adaptées à la structure, comme c'est le cas le plus fréquent, ou qu'elles soient surimposées ou antécédentes ou les deux à la fois, on peut dire en tout cas que le Pliocène a vu l'apparition dans le Jura méridional d'un réseau hydrographique cohérent et hiérarchisé. Certes, ici comme dans le reste du Jura plissé (9) les premières vallées sont nées avant le Pliocène, probablement au Pontien et peut-être même dès le Vindobonien: nous en avons relevé des traces probables sur les aplanissements qui, maintenant, constituent les hauts plateaux (10). Mais ce n'est qu'au Pliocène que les vallées constituent un ensemble et qu'il y a vraiment un réseau. En outre, c'est la première fois que d'anciens fonds de vallées laissent des traces dans la topographie actuelle sous forme de replats de versants car on ne saurait rechercher de pareilles formes topographiques antérieures aux bouleversements paroxystiques du Pontien.

Ce qui a déterminé l'apparition d'un pareil système de vallées, facilité ce travail de creusement et provoqué l'enfoncement récent, profond et rapide, des eaux que notait M. Gibert [103], ce sont les mouvements de surrection qui ont alors affecté le Jura, soulèvement important au Pontien et au Pliocène inférieur, soulèvement de moindre ampleur, mais cependant encore assez net, au Pliocène supérieur comme dans les Alpes proches. Il faut joindre à ces surrections de la chaîne jurassienne l'abaissement du niveau de base, déterminé par la vidange du lac bressan, et le déblaiement partiel, à l'extrême fin du Pliocène, des dépôts sédimentaires et détritiques accumulés dans le fossé occidental. Mais ceci vaut pour le Jura tout entier. Il est en revanche d'autres facteurs qui ont facilité le creusement d'un réseau hiérarchisé de vallées dans le seul Jura méridional et permettent de distinguer, de ce point de vue, le Jura du Sud du reste de la chaîne.

(7) Cf. 2^e Partie, Chap. III.

(8) Douxami : La vallée moyenne du Rhône à travers le Jura méridional. Ann. de Géo. 1902.

(9) Cf. les différents travaux de M. Glangeaud et notamment [26].

(10) Cf. en particulier sur le Retord, 2^e Partie, Chap. II.

Parmi ces facteurs les uns sont intimement liés à la structure plissée qui envahit tout le Jura méridional : ce sont la fréquence des affleurements de terrains imperméables qui résulte des plis et des dislocations, la conservation des marnes hauteriviennes et surtout des dépôts argilo-gréseux de la molasse, imperméables aussi, dans les synclinaux et la présence de pentes fortes qui contrarient l'infiltration dans les calcaires fissurés. D'autres résultent moins étroitement de la présence des plissements : c'est l'existence de placages morainiques très étendus qui proviennent de la situation du Jura méridional en travers des grands flux de glaces issus des Alpes (outre que l'altitude a favorisé la formation de langues glaciaires autochtones qui ont ajouté leurs propres moraines aux moraines alpines, au moins dans la partie orientale la plus élevée) ; c'est aussi la présence de matériaux détritiques, sans doute pliocènes, qui ont contribué à boucher les fissures du calcaire. Tous ces phénomènes ont eu pour résultante de contrarier la karstification qui dans le Jura central est le grand ennemi du creusement des vallées, et de permettre le développement de tout un système de drainage cohérent et de vallées hiérarchisées qui se sont enfoncées de plus en plus profondément. Aussi M. Gibert pouvait-il opposer l'hydrographie des zones très plissées et notamment du Jura oriental et méridional à celle des plateaux du Jura central où l'enfouissement est général.

On pourrait citer maints exemples de vallées pliocènes qui se sont enfoncées en suivant le plus souvent les axes synclinaux, avant d'être encore recreusées par les glaces quaternaires. Nous allons suivre la formation et l'enfoncement de ce type de vallées dans les deux chapitres qui vont suivre. Contentons-nous ici d'évoquer rapidement le tracé de la Valserine et de certaines sections du cours du Rhône, que Douxami avait analysées en détail (11).

La Valserine (fig. 2), qui suit en gros le premier synclinal que l'on traverse quand on vient du Pays de Gex, est de toute évidence une vallée très ancienne, de type très jurassien. C'est dans l'ensemble une vallée tectonique, accentuée par les cours d'eau pré-glaciaires dont nous verrons plus loin les stades successifs d'enfoncement, et par le glacier local qui, fait assez rare dans le Jura, a acquis ici une certaine puissance du fait des hautes altitudes des chaînes du Reculet-Crédoz et du Crêt Chalam qui encadrent le val. La partie inférieure de la vallée a été en outre remontée jusqu'au delà de Confort par une langue affluente du glacier du Rhône.

La Valserine longe le pied occidental du pli déversé et rompu du Reculet. Mais alors que jusqu'au Niaiset (Sud de Lélex) elle coule dans le glaciaire jurassien et la molasse miocène, elle s'en éloigne un moment pour suivre, plus à l'Est, le contact anormal qui fait buter le Jurassique supérieur contre l'Urgonien surmonté de molasse. Puis, au droit du Crêt de la Neige, le torrent coupe l'Urgonien et emprunte sur 2 km. environ la combe hauterivienne du versant Est du Crêt Chalam, avant de recouper une deuxième fois l'Urgonien dur au Rocher des Hirondelles et même la dislocation citée plus haut au

(11) Douxami, art. cité, Ann. de Géo. 1902.

hameau de La Rivière. Au Sud de Chézery, il y a eu recreusement à la fin du Pliocène et surtout au Quaternaire car le cours d'eau pliocène devait emprunter le synclinal de Menthière tandis que le torrent actuel traverse l'anticlinal du Crêt Chalam par la Cluse des Isles, oblique par rapport à l'axe du pli-coupé. Puis la Valserine, grossie de la Volférine qui vient du cirque des Avalanches, creuse un profond canyon dans le plateau très karstique du Ladaï, et enfin, après son confluent avec la Semine, coule en contre-bas de la Michaille. On voit donc que, mise à part la section située en aval de Chézery, il s'agit d'une vallée pliocène qui, sauf cas d'épigénie glaciaire bien localisée, est adaptée à la structure synclinale.

Par contre, il serait imprudent de vouloir retrouver absolument un cours pliocène continu du Rhône à travers le Jura. Remarquons d'abord que la vallée moyenne du Rhône est assez indépendante de l'histoire géologique de la région, comme se plaît à le souligner Douxami. Il n'y a en particulier aucune relation entre le bras de mer miocène parallèle à la chaîne alpine qui occupait le Jura du Sud et le cours du fleuve actuel. Le cours moyen du Rhône est en réalité récent et, comme l'écrivait déjà Bourdon il y a bien longtemps (12), « le Rhône emprunte successivement des vallées qui ne portent pas sa marque et des cluses transversales qu'il n'a certainement pas ouvertes ». Le Rhône a en somme utilisé des dépressions creusées par les cours d'eau jurassiens pliocènes et c'est seulement à ces sections, jadis indépendantes les unes des autres et reliées ultérieurement par le Rhône inter-glaciaire et actuel, que l'on doit penser quand on parle, très improprement, du cours pliocène du Rhône.

C'est ainsi que le Rhône n'a pas creusé le défilé de Fort l'Ecluse qui l'était déjà par un torrent pliocène dont on relève les stades d'enfoncement successifs sur les replats qui mordent sur la terminaison Sud du Grand Crédoz, notamment près du fort supérieur; il l'a seulement déblayé des dépôts glaciaires qui avaient encombré la cluse. On peut estimer aussi que le Rhône inter-glaciaire et actuel s'est enfoncé en contre-bas d'une vallée creusée par un cours d'eau pliocène sur l'emplacement du long synclinal qui existe entre Bellegarde et Culoz: les niveaux pliocènes de 600 m. observés dans la Michaille et dont l'altitude décroît vers le Sud constituent les témoins de cet ancien fond de vallée. Les affluents, issus du Colombier ou du plateau molassique de Semine à l'Est, n'ont pu rejoindre le cours du Rhône creusé récemment qu'au prix de cascades, telle celle de la Vézeronce près de Pyrimont. Plus loin, l'étude des alluvions permet de penser que le cours d'eau pliocène ancêtre du Rhône recevait par la cluse de Montmélian les eaux d'une partie de l'Isère actuel.

Cette masse d'eau considérable continuait dans le Bugey méridional, à travers la « chaîne » de Marignieu et la Montagne de Parves pour gagner ensuite les plaines septentrionales du Bas-Dauphiné aux environs de Saint-Genis d'Aoste: l'altitude des cailloutis du pliocène supérieur permet de reconnaître la direction des eaux pré-glaciaires issues du Jura et des Alpes et traversant le Jura méri-

(12) Bourdon, Bull. Soc. Géol. France, 1894, p. 71.

dional pour s'étaler sur le Bas-Dauphiné. Enfin, on a vu plus haut que la section du cours du Rhône comprise entre le confluent du Guiers et Lagnieu, logée dans une gouttière structurale entre le Molard de Don et l'Île Crémieu, représente une vallée ancienne, empruntée par un cours d'eau pliocène qui a fini par collecter les eaux venues de l'Est et a ainsi constitué le Rhône. Mais il ne semble pas possible de suivre Douxami (et aussi Depéret) quand il estime que le Rhône pliocène a pu emprunter de bout en bout à certaines époques la cluse composée des Hôpitaux; le passage du Rhône au Pliocène dans cette gorge est à tout le moins douteux: nous verrons bientôt pour quelles raisons (1). Il est possible en revanche que la cluse composée de Nantua à Châtillon-de-Michaille ait été parcourue, dans le sens Est-Ouest, par un cours d'eau qui a pu déboucher sur le fossé des plaines de la Saône dans la région de Cerdon, au moins au début du Pliocène. Nous reviendrons aussi sur ce point (13).

Nous avons jusqu'ici surtout parlé des vallées synclinales. Il est évident que ce sont les vaux qui ont d'abord été évidés au Pliocène, l'érosion rencontrant là des conditions particulièrement favorables. Mais le Pliocène a vu aussi se creuser de plus en plus profondément les vallées transversales, en particulier les grandes cluses composées du Jura méridional sur lesquelles débouchaient les vallées affluentes. On sait d'ailleurs que ces cluses composées sont constituées par d'assez longues sections longitudinales correspondant à des synclinaux, réunies par de courtes cluses à travers les anticlinaux.

C'est ainsi que la cluse composée des Hôpitaux (fig. 2), comprend en réalité une longue section synclinale sinueuse qui va de Rossillon jusqu'aux alentours de Tenay, à laquelle succèdent la cluse d'Argis, la section synclinale en aval d'Argis, puis une suite de cluses à l'Ermitage, Saint-Rambert et en aval de Serrières, une vallée anticlinale du Chauchat à Torcieu et de nouveau des cluses recoupant les plis compliqués de la bordure Ouest du Bugey entre Torcieu et Bettant. De même la cluse composée de Nantua comporte, après la cluse de Tacon, la section synclinale qui va de Saint-Germain-de-Joux à La Tour, puis successivement la courte cluse de la gare de Charix, la vallée synclinale du Moulin de Charix - Les Neyrolles, enfin, la cluse proprement dite de Nantua. Il faut noter d'ailleurs que le creusement des sections en cluse a été souvent facilité par des abaisséments d'axes anticlinaux ou d'autres accidents tectoniques qui créent des zones de moindre résistance: tel est le cas de la cluse de la Semine à Tacon à travers l'anticlinal compliqué du Crêt de Beauregard/Fay-Ruty. Nous examinerons bientôt ces grandes cluses composées du Bugey, leur origine et leur approfondissement progressif (14).

Ainsi s'est organisé au Pliocène un réseau hydrographique cohérent et hiérarchisé et ainsi se sont creusées en grande partie les val-

(13) Cf. plus loin, Chap. II.

(14) Cf. plus loin, Chap. II et III.

lées du Jura méridional: nous en avons la preuve dans le fait que les dépôts des glaciations les plus anciennes occupent, en de nombreux points, les bas versants et parfois le fond de ces vallées. On peut même estimer que certaines vallées pliocènes ont été creusées plus profondément que les vallées actuelles et remblayées ensuite par les dépôts quaternaires. Les couches secondaires présentant dans l'ensemble une inclinaison générale de l'Est vers l'Ouest et du Nord vers le Sud les cours d'eau pliocènes se sont adaptés en général à ce dispositif; l'agencement des vallées affluentes des grandes cluses composées du Bugey est dissymétrique, celles situées au Nord des cluses étant beaucoup plus longues que celles situées au Sud; le fait est patent pour la cluse de Nantua où la seule vallée affluente du Sud est la courte entaille (3 km.) du torrent du Tacon bugiste qui a creusé la combe de Très-la-Joux, tandis qu'au Nord la vallée de la Semine s'allonge sur plus de 12 km. dans sa section synclinale entre Belleydoux et Saint-Germain-de-Joux. Enfin ce sont ces cours d'eau pliocènes et leurs affluents qui ont dû débarrasser le Jura méridional de la majeure partie de la couverture de dépôts tertiaires qu'il présentait, au moins dans sa partie Est, et dont il ne reste plus que des lambeaux.

Mais l'approfondissement des vallées et la constitution d'un système de drainage cohérent ont rencontré deux obstacles. Nous verrons d'abord que le creusement mio-pliocène a été suivi et même accompagné d'un remblaiement appréciable qui a empâté de nombreuses vallées longitudinales. Le creusement a été plus important dans les vallées transversales ou plutôt il y a laissé des traces plus durables, sous forme de replats d'érosion inscrits sur les versants en roches dures des cluses. Le remblaiement pliocène a au contraire été beaucoup mieux conservé dans les vallées longitudinales qui correspondent à des synclinaux pontiens plus ou moins déprimés et jouent le rôle de rentrants mieux protégés de l'érosion. Nous aurons l'occasion d'analyser en détail ces faits dans un chapitre spécial (15). Il faut signaler ensuite que le creusement des vallées s'est heurté au Pliocène à un second obstacle: le karst. La surrection d'une masse importante de terrains surtout calcaires ne pouvait manquer de menacer dangeureusement le drainage subaérien. De fait, comme l'a noté M. Cholley [93], le réseau hydrographique est en voie de désorganisation karstique depuis le Pliocène moyen sans doute. Ces faits seront longuement examinés quand nous étudierons les phénomènes karstiques dans le Jura méridional (16).

(15) Cf. plus loin, Chap. IX.

(16) Cf. 4^e Partie - A, chap. II.

CHAPITRE II

LES NIVEAUX CYCLIQUES PLIOCÈNES

Les premières vallées vraiment nettes et bien formées sont ainsi apparues après le plissement pontien. C'est en effet lors de cette très importante phase tectonique que le Jura méridional a acquis les caractères essentiels qui sont encore les siens aujourd'hui et même la plupart des formes de détail de son relief. Il est naturel que le drainage se soit alors seulement organisé. Cela ne veut pas dire que les mouvements tectoniques aient définitivement pris fin avec le Pontien et que les vallées aient atteint la profondeur qu'on leur connaît actuellement, abstraction faite du recreusement quaternaire que les glaciers ont exercé en certains endroits. Sur les versants des principales vallées on observe en effet presque partout deux séries de replats étagés, les uns situés à un niveau supérieur dont l'altitude oscille entre 800 et 600 m. suivant les régions considérées; les autres, ceux du niveau inférieur, qui apparaissent vers 600 ou 400 m. suivant les lieux, toujours à 200 m. en contre-bas des replats plus élevés. C'est la preuve qu'après le plissement pontien d'autres mouvements sont intervenus dans le Jura méridional pour provoquer une reprise du creusement; nous y reviendrons bientôt. Nous allons examiner ces deux niveaux qui ont laissé dans le Bugey de très nombreuses traces (1).

A. — LES HAUTS NIVEAUX DU PLIOCÈNE INFÉRIEUR

A quelle époque ont été creusées les premières vallées vraiment nettes dont les replats du niveau le plus élevé sont les témoins ? En l'absence de dépôts renfermant des fossiles caractéristiques permettant de les dater avec assez d'exactitude, on est obligé de se référer uniquement à l'histoire tectonique de la région. Il est évident que ce sont les mouvements violents du Pontien qui sont à l'origine de ce premier creusement; le plissement pontien s'est accompagné d'un

(1) La plupart de ces replats ont été figurés sur les cartes morphologiques au 1/200.000^e et 1/50.000^e hors texte auxquelles nous renvoyons le lecteur.

soulèvement important, surtout dans la partie orientale du Jura : c'est à ce moment que la chaîne tout entière a acquis son aspect d'ensemble, caractérisé par un soulèvement plus marqué à l'Est qu'à l'Ouest, alors que dans la période pré-pontienne, si l'on fait abstraction des plissements et jeux locaux de blocs, le massif s'abaissait de l'Ouest à l'Est. Il s'en est suivi évidemment un renversement du drainage et un creusement de vallées qui ont été assez nettement façonnées pour laisser des traces durables et cohérentes. Le fait est général dans tout le Jura : il a été mis en évidence par M. Glangeaud dans le Jura interne, aussi bien dans le Jura franc-comtois que dans le Jura bernois [26]. On peut en conclure que ces premières vallées ont commencé à être creusées à la fin du Pontien et qu'elles ont dû être achevées au Pliocène inférieur et peut-être moyen.

Comme ce creusement a été fonction de l'intensité du plissement et surtout du soulèvement, et comme celle-ci a diminué vers l'Ouest et dans la région du bassin de Belley, qui semble avoir toujours été une zone de subsidence, on ne peut s'étonner des différences sensibles dans l'altitude absolue des replats de ce niveau supérieur. Nous avons été amenés ainsi à distinguer d'une part le niveau pliocène inférieur dans le Haut-Bugey, dont les traces oscillent entre 750 et 800 m. en général, et ce même niveau dans la bordure occidentale et le Bas-Bugey où on les retrouve aux alentours de 600 mètres.

I. — HAUT-BUGEY

Dans cette étude des niveaux cycliques pliocènes, nous n'examinerons pas une catégorie de formes qui paraissent bien avoir été façonnées au cours de cette même phase d'érosion, mais dont l'importance nous a paru justifier un développement particulier. Il s'agit des plateaux-vaux dont le fond aplani tranche nettement les plis du Crétacé, aux alentours de 800 m., et dont le val de Brénod-Hauteville offre sans doute l'exemple le plus net. Comme on le verra, ces surfaces d'érosion ont été modelées immédiatement après le plissement paroxysmal du Pontien, mais elles ont été ensuite isolées, ou presque, du drainage d'ensemble et des morsures de l'érosion ultérieure et ont connu une évolution particulière. Réservons donc leur étude pour un autre chapitre (1) et bornons-nous pour le moment à étudier les replats de versants qui trahissent la présence à cette époque d'un réseau hydrographique déjà bien organisé, ainsi que les encoches et vallées longitudinales qui sont en liaison directe avec ces replats.

1° Aspects d'ensemble.

Avec le niveau pliocène inférieur, nous retrouvons des surfaces aplanies assez étendues qui font un vif contraste avec l'exiguité des morsures immédiatement pré-pontiennes et rappellent un peu les plateaux du niveau de Retord et Molunes, sans en avoir cependant l'ampleur. Cette observation, surtout valable évidemment si l'on

(2) Cf. 4^e Partie - A, Chap. II.

considérerait les plateaux-vaux envisagés plus haut, s'applique encore aux replats souvent étendus qui bordent les principales vallées.

Quand on est descendu des sommets et de leurs entailles, quand on a atteint la base des hauts versants, on ressent toujours vers l'altitude de 800 m. une impression de topographie sénile, d'érosion assoupie et de paysage presque figé. Partout, dans ces lieux voisins de la courbe de niveau de 800 m., ce ne sont que molles collines, ondulations peu marquées à l'exception de quelques pointements rocheux, hydrographie bien pauvre et fort indécise où les tourbières et les marécages tiennent une place importante. Le tout contraste étrangement avec la fraîcheur et la vigueur des entailles qu'une érosion plus récente a creusées à plusieurs centaines de mètres en contre-bas ; à considérer la fraîcheur des formes, les escarpements et même les abrupts grandioses qui succèdent brutalement à ce paysage si empreint de mollesse, on est en droit de parler de deux types bien différents de modelé. Il y a ainsi vers 800 m., dans le Haut-Bugey, une topographie sénile véritablement suspendue au-dessus des vallées actuelles et sans grand raccord avec celles-ci, au moins dans la plupart des cas. Pour s'en convaincre, il n'est que de songer au val de Charix et au plateau de Lalleyriat (fig. 32), perchés au-dessus de la cluse des Neyrolles à Saint-Germain-de-Joux.

Avant d'étudier ces replats une remarque s'impose. Il est à noter que le creusement profond qui a suivi le plissement pontien a eu pour conséquence un important remblaiement qui s'est manifesté sur les bordures du Jura méridional, surtout sur la bordure occidentale et peut-être aussi dans certains synclinaux profondément creusés qu'il aurait commencé à combler. Tel pourrait être le cas de la Combe du Val (fig. 28, ph. 20), au centre du Bugey, où l'on observe, sous une mince pellicule glaciaire, une grande épaisseur de cailloutis probablement pliocènes et peut-être des dépôts antérieurs remaniés ; ces dépôts ne sont pas tous du Pliocène supérieur : une grande partie doit remonter à la phase immédiatement post-pontienne car l'attaque des hauts sommets a été particulièrement vive pendant cette période et l'épaisseur des dépôts a dû être considérable. Mais, composés de débris hétérogènes, ces dépôts ont été plus facilement détruits par l'érosion. Il peut arriver que ces matériaux détritiques et ceux qui se sont ensuite accumulés dans ces synclinaux, peut-être encore approfondis par la suite, s'élèvent maintenant jusqu'à une altitude voisine de 750 m., comme les replats en roche dure que l'on observe sur les versants des monts voisins. Mais si, pendant cette phase post-pontienne, creusement et remblaiement ont été intimement liés, il ne faut pas se faire illusion sur le caractère voisin de ces altitudes, et l'on doit se garder de voir dans ces deux genres de surface les traces d'un seul et même niveau. Nous reviendrons sur ces faits à propos de l'étude du remblaiement pliocène (cf. Troisième Partie, Chap. VII).

Les replats du pliocène inférieur sont beaucoup plus nombreux et beaucoup plus nets que ceux que nous avons cru devoir rapporter à la période fugitive de creusement du Vindobonien et du Tortonien. Ils sont surtout beaucoup moins déformés, ce qui est naturel puisque la phase paroxysmale de plissement est passée. Leur multiplicité, la netteté de leurs entailles permettent d'établir une liaison

entre eux et de reconstituer des fonds d'anciennes vallées déjà bien organisées et hiérarchisées : il semble que l'on soit en droit de parler pour la première fois d'un réseau hydrographique cohérent.

2° Cluse de Nantua à Châtillon-de-Michaille (3).

Nous trouvons de tels replats d'abord en bordure et au-dessus de la cluse de Nantua à Châtillon-de-Michaille.

Voyons d'abord ce qu'il en est dans la partie centrale de la cluse composée. Nous examinerons ensuite les replats situés à l'Est puis à l'Ouest, pour essayer de déceler un ancien sens d'écoulement des eaux.

Quand on emprunte la route de Charix-gare à Lalleyriat, une assez rude montée s'impose ; mais peu avant d'arriver à La Batteuse, au Nord de Lalleyriat, on débouche vers 800 m. après un double lacet de la route sur une surface presque plane où l'on peut souffler (fig. 32). Ce replat assez ample fait un contraste frappant, par la mollesse de ses formes, avec la fraîcheur de l'entaille de la cluse et la raideur des escarpements qui la bordent ; il y a certes là deux modelés différents, deux modes d'érosion appartenant à deux cycles successifs. La question se pose évidemment de savoir s'il ne s'agit pas d'un replat structural : quoique le pendage soit assez faible, deux couches, le Kimmeridgien et le Portlandien, sont recoupées en biseau par la surface topographique. En outre, un escarpement de faille est nivelé, à l'emplacement même du village de Lalleyriat. Il semble donc que l'on soit en droit d'écarter l'hypothèse d'un replat structural et de voir là un aplanissement appartenant au niveau pliocène inférieur. Cette surface se prolonge par une vallée en pente douce qui remonte vers le village du Poizat ; au delà, vers le Sud, la transition se fait, sans ressaut très marqué d'ailleurs, avec la combe de Bérentin, preuve qu'une érosion assez active a travaillé à cette époque à faire disparaître les ruptures de pente avec les témoins du creusement pré-pontien.

A la vérité, quand on regarde les choses de plus près, la réalité apparaît encore plus complexe. Il semble que l'on ait affaire à trois catégories de formes étagées que l'on saisit fort bien depuis la route allant du hameau de Replat au Sourey. Les entailles élevées, telles que la vallée suspendue du Sourey et la combe de Bérentin qui se tiennent aux alentours de 1.000 m. (fig. 25), représentent sans doute des dépressions déjà esquissées après le Vindobonien (cf. ce qui en a été dit dans le 2° partie, Chap. II) puis recreusées au Pliocène inférieur, mais vite isolées et karstifiées dès la fin de cette période et surtout au Pliocène supérieur quand toute la chaîne s'est trouvée soulevée.

En contre-bas de ces entailles dont l'origine est très lointaine, la vallée en pente douce qui relie Le Poizat à Lalleyriat et s'abaisse de 880 m. à 815 m. environ constitue vraisemblablement un authentique témoin d'une vallée affluente reliée à la vallée pliocène infé-

(3) 1/80.000° : Nantua N. O. et N. E.

1/20.000° : Saint-Julien en Genevois, n° 5, Nantua, nos 4, 7 et 8.

rieure de la cluse ; elle aussi s'est trouvée remaniée et un peu isolée au Pliocène supérieur puisqu'elle se termine par un talus peu élevé mais net que la route gravit entre La Batteuse et Lalleyriat et dans la traversée de ce dernier village lui-même. Il conviendrait évidemment de déduire de l'altitude de cette ancienne vallée pliocène l'épaisseur, assez faible, du placage de moraines anciennes qui la recouvre. Sans doute retrouve-t-on, au Nord-Est de Lalleyriat, vers les fermes de Sur le Rocher et du Follet, des aplanissements qui se rattachent à la même génération de formes : mais ici le glaciaire a en grande partie disparu et l'altitude du replat ne dépasse guère 800 mètres.

Les replats exigus que l'on observe vers 750 - 760 m., aux alentours de la grange du Ferney et entre la Serra et La Batteuse posent un problème. S'agit-il de témoins de la cluse au début du Pliocène, seulement abaissés par l'érosion karstique au Pliocène supérieur, et que l'on devrait en ce cas rapprocher du soubassement rocheux des moraines du val de Charix ? S'agit-il simplement de surfaces structurales déblayées sur le sommet du Portlandien à la fin du Pliocène, à partir du niveau pliocène inférieur ? Il est difficile de se prononcer. Il semble que l'on doive rapporter à ces aplanissements remontant au début du Pliocène les parties basses de la région située au Nord et Nord-Ouest du hameau de Replat : on remarque dans de petits fronts de carrière, le long de la route venant des Neyrolles, des cailloutis recouvrant le Kimmeridgien, cailloutis aplatis et aux bords émoussés, témoignant d'une période climatique à longue saison sèche et à violents écoulements intermittents, donc vraisemblablement pliocènes. Ce plateau de Replat est entaillé par la gorge du Bief à la Dame qui, descendant de la combe de Bérentin, ne présente qu'un très bref palier à hauteur du plateau, tant l'érosion régressive à partir du profond niveau de base de la cluse actuelle a remonté vers l'amont et fait sentir ses effets.

Il existe d'autres replats ainsi perchés au-dessus de la cluse, en particulier en face de Lalleyriat, au Sud des Chaillay et vers Plagne (fig. 26). Ici toutefois, en raison de la présence de bancs durs sub-horizontaux (Portlandien surtout), il est difficile de dire si ces vastes replats ne sont pas structuraux, encore que l'on puisse fort bien admettre la coïncidence d'un écoulement fluvial avec des strates dures, la plus grande extension des replats pouvant s'expliquer précisément par la rencontre de bancs durs. Ou bien on peut les considérer comme de vraies surfaces structurales dérivées d'un fond de vallée pliocène plus élevé dont les replats de Giron et Marnod, sur la rive gauche de la Semine, seraient des témoins plus authentiques. En tout cas on devrait rapprocher ces grands aplanissements des petits replats observés au Sud de la cluse vers le Ferney et la Serra qui peuvent être eux aussi interprétés de deux façons différentes.

Mais sur le versant méridional des hauteurs de Montarquis, au Nord-Est de Saint-Germain-de-Joux, aucun doute n'est possible : la partie orientale du replat recoupe nettement les terrains qui pendent vers le synclinal de la « Combe du Collet » à l'Est. Tout près de là, un peu plus à l'Est, d'autres traces de ce niveau pliocène inférieur apparaissent. Il s'agit du ravin en pente très forte situé au Nord-Est

de Trébillet et où sont logés les deux hameaux du Fay et de Rutly ; la profondeur de la cluse toute proche a exacerbé l'érosion ; le Nant Blanc qui draine cette vallée est un vrai torrent qui dégringole en cascades pour rejoindre la Semine. Mais le ravin ne s'est pas creusé en une fois car, si l'on y regarde de plus près, on remarque, au Sud de la ferme du Crétet, sur la rive gauche du Nant Blanc, donc sur le versant occidental du Char de Fer, un replat très net qui recoupe vers 750 m. les terrains redressés vers l'Est (cf. 1/20.000° : Saint-Julien-en-Genevois n° 1) ; ce replat semble avoir son correspondant sur la rive droite du Nant Blanc, vers le hameau du Fay, quoi qu'ici les faits soient moins nets. Ces replats paraissent d'ailleurs appartenir à la même génération de formes que la vallée de « Aux Quarts », au Sud-Est du Crêt Catolard, à laquelle on les relie aisément par le col où passe la petite route de Montanges à Rutly. Nous retrouverons cette vallée de « Aux Quarts » à propos de l'étude de la Valserine.

Faut-il rapprocher de ce système de replats de la cluse de Nantua les banquettes que l'on observe sur le versant oriental du Retord, vers Pré Michaillet, au-dessus d'Ardon ? (4) Il y a là, vers 850 m. et plus, des replats allongés du Nord au Sud, soulignés par des clairières cultivées ou couvertes de prés, que l'on aperçoit très bien depuis Menthrières. On peut déceler dans ces replats un abaissement vers le Nord, ce qui tendrait à prouver l'existence d'un ancien écoulement vers l'entrée de la cluse de Nantua ; celle-ci aurait pu être, au début du Pliocène, une artère maîtresse du drainage et même l'emporter passagèrement par son importance sur l'actuelle vallée du Rhône. Mais il n'est pas sûr que la grande flexure qui sépare le Retord de la Michaille ne soit pas affectée de replis secondaires des couches qui pourraient favoriser la naissance de replats structuraux ; la largeur de l'affleurement de Valanginien dur peut faire concevoir des doutes dans ce sens et doit inciter à la prudence.

Si maintenant nous tournons nos regards vers la partie occidentale de la cluse de Nantua nous constatons que de ce côté les indices d'un ancien fond de vallée remontant au début du Pliocène sont beaucoup plus minces. Ici en effet le sapement des versants par les glaces a été beaucoup plus intense et les anciens replats ont dû en majeure partie disparaître en raison du râclage du glacier ; les versants sont beaucoup plus abrupts et dépourvus d'anfractuosités, tels ceux qui dominent au Sud le lac de Silans. On ne peut guère signaler, comme témoins probables d'une ancienne vallée datant du Pliocène inférieur, qu'un palier qui interrompt vers 760 m. la pente très raide du ravin du Bief du Mont au Nord/Nord-Est des Neyrolles et à l'Est du Mont Cornet. Sans doute peut-on rattacher à ce palier le replat exigü que l'on rencontre vers 750 m. au Sud des Neyrolles cette fois, et à l'Ouest du Bief de Colliard, entre le deuxième et le troisième lacet de la descente de la petite route directe de Brénod aux Neyrolles. Mais ici les faits sont déjà plus douteux. Il faut cependant ajouter que la majeure partie des plateaux de Chamoise et du Don, comprise entre 720 et 740 m., peut représenter une surface structu-

(4) 1/20.000° : Saint-Julien-en-Genevois n° 5.

rale qui aurait à peu près coïncidé avec le versant d'une ancienne vallée pliocène inférieure de la cluse de Nantua, dérivant peut-être de ce replat d'érosion par un recreusement à peine sensible (fig. 3). Quoi qu'il en soit les replats d'érosion observés au-dessus des Neyrolles sont précieux, du fait qu'ils sont moins élevés que ceux que l'on rencontre à l'Est et qu'ils nous indiquent ainsi qu'au début du Pliocène un écoulement dirigé de l'Est vers l'Ouest a probablement parcouru de bout en bout la cluse composée. Nous verrons plus loin quel pouvait être son aboutissement.

Il apparaît ainsi dès maintenant qu'une vallée beaucoup moins profonde que la vallée actuelle a existé très anciennement sur l'emplacement, au moins approximatif, de la cluse entre les Neyrolles et Châtillon-de-Michaille. On peut la rapprocher du fond de vallée mûre que l'on observe au-dessus de la gorge profonde du « Val du Fier », cette cluse qui ouvre un passage entre le Gros Foug et la Montagne des Princes. Avant le cours d'eau important qui a creusé l'entaille actuelle, avant le glacier qui l'a calibrée et l'a transformée en auge, un écoulement existait donc dès le Pliocène. Nous devons retrouver de part et d'autre les traces des fonds de vallées creusées par ses affluents.

2° Vallées affluentes de la cluse de Nantua (5).

Parmi ces vallées affluentes, il faut distinguer d'une part les combes suspendues au-dessus de la cluse qui n'ont été que peu creusées et présentent des altitudes plus fortes, fait aisément explicable par la présence de terrains durs plus nombreux et par le dispositif de terrains en anticlinal, d'autre part les vaux plus creusés, plus vastes, dans lesquels on trouve des traces d'un réseau hydrographique ancien mieux organisé sous l'influence évidente de la disposition en synclinal et de l'existence de niveaux souvent plus marneux dans le Crétacé, parfois même de molasse.

Dans la première catégorie rentre la partie inférieure de la combe d'Apremont, à l'Est/Nord-Est de Nantua, vers Grange Henry et La Laté (fig. 26 et 30). Suivons la route de Nantua à Apremont. La montée est rude au-dessus de la ville et les lacets nombreux et serrés. Il faut gravir les raides parois de l'aube glaciaire. Mais après un dernier lacet vers le Sud, d'où l'on jouit d'une très belle vue en enfilade sur le lac et les Monts Berthiant, on est frappé de déboucher, vers 800 m. d'altitude, dans une vallée assez large, verdoyante, aux formes étonnamment douces, qui est véritablement suspendue au-dessus de la cluse de Nantua. Le fond de cette vallée anticlinale, modelé dans les marnes oxfordiennes, recoupe ces terrains en pendage vers l'Ouest et mord même sur le Bathonien supérieur plus dur.

Il y a là une surface aplanie indiscutable qui se développe aux alentours de 800-830 m. Bien sûr la mollesse des formes est accentuée par la présence de collines morainiques, que l'on observe entre Grange Henry et La Laté, encore que la carte géologique (feuille de Nantua, 2^e édition) ne signale pas ici la présence d'une couverture

(5) Mêmes cartes au 1/80.000°. En outre Saint-Claude S. E.

glaciaire. De fait celle-ci est fort peu épaisse et, sous les boues morainiques mêlées de galets, apparaissent de nombreux cailloux aplatis aux bords émoussés dont on peut sans doute faire remonter l'origine à la période semi-aride du Pliocène : on trouve de tels cailloux près de la ferme de La Tour, à l'origine du ravin du Landéron. Nous sommes bien en présence d'une vallée pliocène dont la topographie très mûre, senile, fait un vif contraste avec les morsures de l'érosion plus récente du Pliocène supérieur et du Quaternaire.

Cette surface aplanie, assez étendue pour constituer vers La Laté une petite plaine n'est pas seulement suspendue au-dessus de la cluse de Nantua. Elle est aussi limitée par un ressaut nettement cyclique du côté de l'Ouest, vers le ravin du Landéron, entre le plateau de la Forêt de Montréal et le Mont de Nantua et prend fin de ce côté à la ferme de La Tour. Aux marécages et aux filets d'eau que l'on observe à l'Est de la ferme, à la surface plane, succèdent un torrent désormais unique dont la pente devient sensible et dont le courant se manifeste par des cascates et une vallée resserrée dont les sapins couvrent les versants. L'érosion ultérieure semble donc avoir fait sentir ses effets jusqu'ici. Pourtant c'est plus loin que l'on peut situer la véritable rupture de pente, un peu en amont du point où le parallèle du Don (30) recoupe le thalweg, vers 770-780 m. d'altitude. Ici la pente du Landéron s'accélère nettement et les cascates deviennent de vraies cascades, séparant des paliers où l'eau s'étale sur des dalles rocheuses à peine inclinées. Le ravin devient plus étroit, plus profond, en V aigu. L'abondance des sapins empêche de voir si des replats de versants prolongent cette haute vallée vers l'aval. L'érosion plus récente semble avoir été si vigoureuse qu'il est peu probable que de tels replats aient subsisté. Nous avons ici un ressaut cyclique entre le niveau pliocène inférieur et l'attaque de l'érosion plus récente.

Vers le Nord, la limite de ce palier, de 800-830 m., n'est pas moins nette. En effet l'altitude de la vallée ne se relève que faiblement depuis Grange Henry (800 m. environ) jusqu'à La Laté (821 m.) et Molet (850 m.) et la pente du thalweg est très régulière. La vallée de Molet et La Laté fait partie du même système de formes que la plaine qui s'étend de La Laté à La Tour. Mais ensuite, nous l'avons vu dans un précédent chapitre (2^e partie — chap. XI), la montée devient plus raide et c'est une vraie rupture de pente qui, au Nord de Molet, sépare la partie inférieure de la combe de la haute surface de 930 m.

Cette surface aplanie datant du Pliocène inférieur a été nettement atteinte ensuite par la désorganisation karstique et est devenue encore plus isolée des morsures de l'érosion. Quand on examine de plus près la région de La Laté, on s'aperçoit en effet que toutes les buttes ne sont pas morainiques. L'une d'elles, au Sud-Ouest de la ferme, isole la petite plaine observée plus haut de la partie inférieure de la combe et par conséquent du débouché vers la cluse de Nantua. On a d'ailleurs déjà remarqué l'étendue des marécages et l'indécision du drainage dans la petite plaine qui correspond à la tache d'alluvions indiquée sur la carte géologique; c'est déjà à grand peine que les eaux se traînent vers le Landéron et le drainage subaérien y est

plus apparent que réel. Il semble que nous soyons en présence d'un petit bassin quasi fermé, qui s'approfondit à l'intérieur de la vallée d'Apremont et en fonction duquel tend à évoluer la haute vallée entre Molet et La Laté. Nous reviendrons sur ces faits à propos de l'étude des phénomènes karstiques.

La combe de Très-la-Joux (fig. 32) au Nord du plateau de Retord, ou plutôt les deux combes monoclinales qui sont situées de part et d'autre du noyau bathonien médian, peuvent rentrer dans cette même catégorie de formes. Mais ici, les lambeaux aplanis que l'on observe vers 850 m. dans la partie amont des deux branches du Tacon bugiste ont été démantelés et entamés par les ruisseaux en pente forte qui convergent pour former le Tacon. Les dislocations nombreuses et importantes qui affectent ce district, la présence d'un anticlinal marqué qui a pu exacerber l'érosion, enfin la proximité de la Michaille et de la vallée du Rhône peuvent expliquer le démantèlement et la dissection plus avancée des formes anciennes. Les lambeaux aplanis d'amont, au-dessous desquels les deux branches du Tacon marquent une rupture de pente et s'encaissent, paraissent se prolonger par quelques replats de versants, très restreints d'ailleurs, comme ceux que l'on observe sous le crêt occidental à Combe Fontenay et aux Bossues d'en Haut. Nous avons là des traces de vallées pliocènes affluentes d'une vallée transversale beaucoup plus élevée que la cluse actuelle et dont on a déjà relevé des témoins.

Il faut ajouter à cela que le beau noyau anticlinal bathonien qui forme un dos d'âne bien marqué portant la grange de La Lavanche et qui partage en deux cette grande combe de Très-la-Joux peut être considéré comme une forme structurale dégagée à la fin du Pliocène et dérivée d'un ancien fond de vallée du pliocène inférieur, à peu près tangent au sommet du noyau. On doit noter d'ailleurs que ce noyau est recoupé en deux endroits par de petits aplanissements, vers La Lavanche (1.037 m.) et plus au Nord vers la cote 888, qui pourraient être des traces de cet ancien fond de vallée, à rapprocher des replats cités plus haut. Il s'agirait d'une vallée affluente à forte pente de la cluse pliocène, mais cette pente forte ne peut étonner dans une entaille torrentielle aussi courte.

Avec l'étude des vaux nous entrons dans la seconde catégorie des vallées affluentes, celles qui, du fait de la disposition synclinale des terrains et de l'affleurement de roches souvent plus friables, se prêtaient mieux au creusement et où l'on trouve des traces plus nombreuses et mieux hiérarchisées d'anciennes vallées. A vrai dire parmi ces vaux, il en est de bien élémentaires, qui n'ont pas été racordés par une gorge récente et qui sont tout autant suspendus au-dessus de la cluse que la combe d'Apremont. C'est le cas du val de Malbriand qui prolonge au Nord le val de Brénod et domine le village des Neyrolles. Encoche très étroite recoupant les couches d'un synclinal crétacé, ce val semble avoir d'abord évolué en fonction du val de Brénod-Hauteville, avec drainage vers le Sud; puis, il a été désorganisé par l'érosion karstique et fragmenté en une série de dépressions évoluant de manière indépendante. Il rentre dans la catégorie des plateaux-vallons isolés de l'extérieur et pourvus d'une évolution qui leur est propre et sera donc étudié dans un chapitre suivant

avec le val de Brénod-Hauteville. Près du débouché oriental de la cluse, la « Combe du Collet » (fig. 36), surface aplanie, peut-être remaniée à partir d'une encoche plus ancienne (cf. 2^e partie — Chapitre XI) est, elle aussi, un val dont le fond recoupe les terrains du syncinal crétacé et qui est suspendu au-dessus de la cluse; c'est un véritable bassin fermé, parsemé de dolines, troué de nombreux empoissements et situé légèrement en contre-bas d'un petit bourrelet qui le sépare, vers « Au Bugnon », de l'entaille de la cluse.

Avec le val de Charix (fig. 26 et 30) nous abordons une vallée beaucoup plus évoluée où les traces d'un ancien écoulement à un niveau plus élevé sont bien plus nombreuses et ont été raccordées à la cluse par une gorge récente, où se lisent d'ailleurs deux stades d'approfondissement. Lorsque l'on remonte vers le Nord le ruisseau en partant du moulin de Charix, on parcourt pendant quelques centaines de mètres une gorge assez étroite; puis le thalweg grimpe rapidement, marquant un ressaut très net et l'on s'étonne après cette rude côte de se trouver brusquement sur une surface faiblement ondulée qui débute ici à environ 750-775 m. vers la scierie de La Croix-sous-Charix. Au lieu des escarpements gravis jusque-là, ce ne sont que collines faiblement dessinées et parfois fond aplani où le même ruisseau qui dégringolait en cascades plus en aval coule ici à fleur de pré dans une vallée évasée en décrivant maintes sinuosités. Tel est l'aspect du val entre les deux villages de Charix vers 790-800 m. Cette surface herbeuse, qui évoque irrésistiblement la sénilité, se continue vers le Nord en s'élevant très doucement, par une pente très régulière, jusqu'au lac Genin situé à l'altitude de 840 m. Comme l'on peut s'en rendre compte en maints endroits, la surface topographique recoupe les divers terrains crétacés dont le pendage est fort parfois: nous sommes donc bien ici en présence du niveau d'érosion pliocène inférieur, à peine surmonté ici et là par quelques barres de calcaire barrémien redressé ou par des crêtes valanginiennes analogues aux chicots rocheux du Val Romey ou du Val de Brénod-Hauteville.

Ce niveau se prolonge au Sud du village de Charix, de part et d'autre du ravin, par des replats recoupant nettement les terrains redressés de 15 à 20° et surplombant la gorge du Moulin de Charix: tels sont les replats des Combes d'en bas et du Crêt du Bief sur la rive droite et le replat situé à l'Ouest de La Sera sur la rive gauche. Il n'est pas jusqu'aux dépôts qui ne rappellent ceux que l'on observe en face vers Alleyriat, dans la combe d'Apremont (partie inférieure) ou encore dans le val de Brénod: près du lac Genin on trouve des cailloutis aplatis, à bords émoussés, dont les faces polies sont à peu près perpendiculaires entre elles, qui évoquent par leur aspect les cailloutis pliocènes que M. Cholley a observés à Champdor, dans le val d'Hauteville, sous la pellicule morainique [93]. Cette ancienne vallée suspendue au-dessus de la cluse n'a pas échappé aux effets de la désorganisation karstique. Si dans l'ensemble elle s'incline assez régulièrement du Nord au Sud, il faut noter cependant qu'elle a été fragmentée dans sa partie septentrionale: on redescend en effet légèrement pour atteindre les berges du lac Genin. Il y a là un véritable petit bassin fermé, bordé au Nord de pentes raides, et les eaux si

tranquilles du lac où se mirent de beaux sapins s'écoulent souterrainement et ne reparaissent pour former le ruisseau de Charix que peu en amont du village-d'en-haut.

Le val de Charix présente l'aspect d'une vallée affluente assez ample et bien dégagée. Toutefois, la remontée de l'érosion récente est encore d'assez faible ampleur et ne dépasse guère un kilomètre au Sud du village de Charix. Aussi le niveau pliocène inférieur se traduit-il encore par la présence d'une longue vallée non recreusée au Nord de ce même village et suspendue au-dessus de la cluse. Dans la grande vallée de la Semine, en amont de Saint-Germain-de-Joux, il n'en est plus ainsi (fig. 26 et 31). On reconnaît là une artère importante de drainage du Haut-Bugey, au moins dans le tronçon qui va de Belleydoux à St-Germain-de-Joux. Car c'est une vallée complexe où la partie supérieure, celle de la combe d'Orvaz, « combe en reculée » selon l'expression très heureuse de M. Vincienne est visiblement beaucoup plus récente; il y a eu là nettement capture par érosion régressive, à travers le plateau de la forêt de Champfromier, d'une partie du drainage du plateau des Molunes, celui qui est issu du val molassique de la combe d'Evuaz. Cette capture n'est d'ailleurs qu'en partie subaérienne et toute l'eau des Molunes ne s'échappe pas par la cascade du Saut à l'Ane dans la combe d'Orvaz; le nombre et le débit des résurgences sur les parois de cette « combe en reculée » disent assez l'importance du soutirage souterrain.

En tout cas, dans le tronçon qui nous intéresse, entre Belleydoux et Saint-Germain-de-Joux, l'érosion récente s'est montrée active et la vallée ancienne a été recreusée par une gorge assez profonde, au fond de laquelle coule la Semine actuelle, si bien que le niveau pliocène inférieur ne se traduit plus ici que par l'existence de replats, sur la rive droite surtout. Quand on va de Belleydoux à Echallon par le Crêtet et le Pavillon, on parcourt une région de collines aux formes douces, un paysage aux lignes très molles qui s'oppose à la raideur des abrupts situés en contre-bas à l'Est, sous ces collines mêmes ou sous Giron, et à l'étroitesse de la gorge que la Semine a dû creuser pour se frayer un chemin depuis la combe d'Orvaz jusqu'à Saint-Germain-de-Joux. Bien sûr, cette surface assez ample coïncide parfois avec des niveaux durs du Kimmeridgien; mais des ondulations décelables dans cette couche, qui n'a pas toute son épaisseur, sont tranchées par la surface du sol; en outre, d'autres terrains apparaissent au Sud: Astartien et Rauracien. La structure n'est pas seule responsable de l'existence de cette plate-forme, même si par endroits on peut parler de coïncidence entre des niveaux durs et le plan de ruissellement. En certains points apparaissent des dépôts de cailloux aux bords assez émoussés pour témoigner d'un ruissellement important, mais aussi aplatis et dont les faces polies indiquent qu'ils ont été soumis à un climat semi-aride; ces cailloutils, distincts des galets roulés morainiques qui les recouvrent par endroits, ressemblent à ceux que nous avons observés ailleurs vers la même altitude et semblent se rapporter à la période climatique du Pliocène inférieur et moyen. Cette suite ininterrompue de replats, allant de Belleydoux au Crêt d'Echallon et s'abaissant doucement de 860 m. vers Belleydoux à 840-850 m. au Crêt, paraît donc constituer le reste d'une

ancienne vallée pliocène antérieure au creusement actuel de la Semine.

Au Nord un ressaut cyclique très net s'observe à l'intérieur même du village de Belleydoux avec la région de Pré Bijonnet et Désertin, sorte de col entre les vallées du Tacon et de la Semine, d'altitude 960-970 m. ; en effet, cette plus haute surface aplanie se relie aisément au replat de Giron et à celui de la « Prairie d'Echallon » aux confins du bois de Reverjoux à l'Ouest : elle semble ainsi rentrer dans la catégorie des surfaces emboîtées dans les aplanissements des sommets et a sans doute commencé à être façonnée avant le Pontien. Au Sud, au contraire, ces replats de Belleydoux au Crêt d'Echallon se relie normalement avec les surfaces aplanies bordant la cluse de Nantua, telle celle de Lalleyriat, par l'intermédiaire des replats de Béjat, Les Plagnes et Grange du Frêne (830-810 m.) sur la rive droite et de Marnod sur la rive gauche (fig. 26). Les replats de la rive droite, comme celui des Plagnes, peuvent sans doute paraître douteux, étant donné le caractère subhorizontal du Portlandien dans ce district ; mais en face, à la même altitude, le replat de Marnod s'inscrit à la fois sur ce même Portlandien subhorizontal et sur les couches, redressées presque à la verticale, du flanc oriental du synclinal crétacé : le fait est très visible depuis la route de Saint-Germain-de-Joux à Lalleyriat. Il semble dès lors que l'on puisse considérer que vers Les Plagnes il y a eu coïncidence d'un écoulement fluxatile avec un banc dur. Remarquons en revanche qu'au Sud du Crêt d'Echallon, il y a un net ressaut et qu'il faut exclure du fond de vallée pliocène la surface abaissée portant le village d'Echallon (750 m. environ) et située à l'intersection de deux vallées ; cette situation même a accéléré le creusement et dégagé localement une surface structurale. Dans ces replats de rive droite, nous avons ainsi la preuve de l'existence d'une ancienne vallée affluente de la vallée transversale des Neyrolles à Châtillon-de-Michaille. Si nous ne trouvons pas trace de replats sur la rive gauche où dévale, abrupt, le grand versant de Giron, c'est peut-être qu'au cours du creusement ultérieur la Semine a glissé vers l'Est sur le synclinal dissymétrique et a fait disparaître les replats par érosion latérale.

La vallée de la Semine offre donc des traces nombreuses et indiscutables d'une ancienne vallée pliocène maintenant suspendue au-dessus de la gorge de la rivière. Dans le val de la Valserine (6) on rencontre des replats encore plus nombreux qui témoignent d'un écoulement bien organisé qui s'est installé entre la haute chaîne et le plateau des Molunes après le plissement pontien. Mais comme ce val, élevé et proche des plus hauts sommets du Jura, a été le théâtre d'une importante glaciation, il faut tenir compte des nombreuses modifications ultérieures que le glacier a apportées au paysage et faire une critique plus serrée des formes que l'on observe sur les versants. Partons du débouché du val sur la cluse de Nantua et la

(6) 1/80.000° : Nantua N. E. et Saint-Claude S.E. : 1/20.000° : Saint-Julien-en-Genevois n° 1 et 2 et Saint-Claude n° 6 et 7.

Michaille pour remonter jusqu'au val Mijoux, aux sources de la Valserine.

Au-dessus du canyon de la Valserine et du plateau calcaire du Ladaï qui le domine, nous avons vu qu'une région de relief très complexe apparaît sur la rive droite entre Champfromier et Montanges (fig. 26). En contre-bas d'une surface basculée vers l'Est que l'on peut reconstituer tangente aux sommets, des rainures sensiblement Nord/Sud ont été creusées, en partie à la faveur de bandes de terrains plus tendres et de dislocations qui sont nombreuses dans la région. Mais la plus basse de ces dépressions est loin de se présenter comme une forme purement appalachienne. Il s'agit de la petite vallée dans laquelle, vers 750 m., se logent la ferme de « Aux Quarts » et ses cultures. Vers le Sud, à l'endroit où la petite route de Montanges à Rutly la traverse, il s'agit bien d'une rainure, légèrement évidée entre le talus du Crêt Catolard à l'Ouest et le petit escarpement de l'Est, à la fois boisé et rocheux. Surface mollement ondulée, de drainage incertain, cette petite vallée, qui s'élargit au passage de la route, constitue une forme directement influencée par la structure et la tectonique: une étroite lanière de Kimmeridgien plus tendre que l'Urgonien ou le Bathonien voisins et encadrée par deux importantes dislocations, a visiblement facilité et même dirigé le creusement.

Mais si l'on suit le chemin qui mène vers le Nord-Ouest aux fermes de Aux Quarts et Aux Sanges, le paysage change sensiblement: à la vallée faiblement évidée en contre-bas des sommets voisins, succède un véritable replat qui s'oriente S.-E./N.W., dominé à l'Ouest par les pentes raides du « Crêt Menon » et surplombant par un talus aussi escarpé la gorge de la Sandézanne, en amont de l'ancienne usine à plâtre. Vers la ferme de Aux Quarts, ce replat présente une pente transversale sensible: l'érosion, remontant de la gorge étroite et profonde de la Sandézanne, a travaillé à la faire disparaître et son action s'est fait sentir. Mais plus en amont, vers Aux Sanges, le replat est extrêmement net, très plat (marécages). Il s'agit bien d'un replat de versant, constitué par des croupes faiblement ondulées, et qui remonte en pente douce depuis la route de Montanges à Rutly (750 mètres) jusqu'au ressaut situé sous la ferme de Sous-Cruchon (790 mètres). Or, ce replat s'inscrit sur des terrains fortement redressés, tantôt vers l'Ouest, au Sud de Aux Quarts, tantôt vers l'Est, au Nord de cette même ferme, et la faille qui rompt la charnière de l'anticlinal, comme celle qui borde à l'ouest la lanière de Kimmeridgien, se trouve entièrement nivelée à cet endroit: ce replat ne saurait donc être structural. En outre, il ne correspond plus, comme la petite vallée observée vers la route de Montanges, à l'étroite bande plus tendre de Kimmeridgien; mais il est très intimement relié à cette rainure.

Il faut en conclure qu'il y a interférence de deux types de relief. Des formes appalachiennes ont pu apparaître à la faveur de bandes de terrains plus marneux, ou au moins être esquissées, telle la petite vallée orientée par les dislocations, ceci peut-être dès le Vindobonien et le Tortonien; puis, les dislocations s'accroissant avec le plissement pontien, ces formes appalachiennes ont pu se préciser. Mais en même

temps, après le plissement pontien, la vallée de la Valserine s'individualisait et, avec elle, les vallées affluentes et sous-affluentes dont les traces ont été par endroits conservées au-dessus des thalwegs actuels. Le replat de Aux Sanges et Aux Quarts, subhorizontal, mais présentant toutefois une pente légère et très régulière du Nord-Ouest au Sud-Est, paraît rentrer dans cette catégorie de formes et témoigner d'un ancien écoulement du Pliocène inférieur.

Plus que des lambeaux d'une ancienne vallée de la Valserine elle-même, nous avons sous les yeux des restes d'une vallée affluente pliocène, la Sandézanne, dont l'enfoncement a évidemment suivi les vicissitudes du creusement de la Valserine. Dès lors, les formes purement appalachiennes, comme la vallée qui apparaît sous le Crêt Catolard, se sont trouvées ramenées dans le plan d'érosion de ce cycle pliocène inférieur et ont évolué en même temps que les replats de versants. Une véritable imbrication de formes de relief apparaît dans cette région, remontant au début du Pliocène : au Nord, ce sont les aplanissements du hameau même de Communal et de Bordaz qui, vers 750-780 m. (ph. 19), recoupent les terrains jurassiques disloqués ; au Sud la vallée appalachienne qui se relie aisément aux replats de 750 m. observés au-dessus du Nant Blanc dans la vallée de Ruty, par l'intermédiaire du col par où passe la petite route entre le Crêt Catolard et le Char de Fer.

De ces lambeaux d'aplanissement, il faut sans doute rapprocher d'autres replats que l'on observe, toujours en aval de la cluse des Isles, mais plus près du thalweg de l'actuelle Valserine, ce qui peut faire penser que l'on est en présence de traces de l'ancienne vallée principale elle-même. Ce sont d'abord les surfaces aplanies de Pré Seigneur et Métra, à l'Est et au-dessous de Ballon, et de Méraude à l'Est de Lancrans. Il y a là des replats assez étendus qui, vers 760 m., tranchent, sous la couverture morainique très abondante à cet endroit, les terrains du Crétacé et du Jurassique supérieur en fort pendage vers l'Ouest dans la retombée occidentale de l'anticlinal du Grand Crédoz. Seulement, ici, les débris morainiques sont très épais et les phénomènes glaciaires ont fortement marqué le paysage : nous sommes à l'emplacement de la cuvette terminale d'un important glacier lors d'une phase de retrait würmien (Würm II de Kilian). Aussi ces surfaces pourraient-elles être en grande partie des surfaces de remblaiement fluvio-glaciaires plus ou moins remaniées par une érosion lacustre post-glaciaire : une étude plus détaillée de ces phénomènes sera faite dans la quatrième partie. A tout le moins les traces d'anciens fonds de vallées pliocènes ont dû être en grande partie oblitérées.

Plus en amont, toujours sur la rive gauche de la Valserine, on note la présence de replats, entaillés cette fois dans la roche en place, d'abord vers 750 m., vers la « Combe du Velu », à l'Est/Nord-Est de Confort, sous le débouché du vallon de Menthnières ; et surtout vers 740-750 m., au-dessus de la route de Chézery à Confort, sur le versant occidental de la Montagne du Crêt. Ici, il faut soigneusement distinguer le large replat, sur lequel s'étendent les champs du Crêt-Bas et du Crêt-Haut entre 680 et 715 m. environ et un replat un peu plus élevé, beaucoup moins développé, allongé du N.N.E. au S./S.W. et

souligné par une clairière que l'on observe au Sud de la cote 659,8. Le premier replat, bordé à l'Ouest d'escarpements très abrupts au-dessus du canyon de la Valserine, correspond à peu près à la partie supérieure de l'Urgonien dur, peut-être seulement un peu entamé; comme le Ladaï à l'Ouest de la Valserine, c'est un plateau substructural. Le second replat, beaucoup moins développé, qui interrompt un moment la raideur des pentes de la Montagne du Crêt, recoupe les couches marneuses de l'Hauterivien qui se redressent vers l'Est jusqu'au pli-faille. L'érosion latérale de la langue glaciaire quaternaire a dû, en sapant ce versant, faire disparaître une bonne partie du replat, ce qui peut expliquer son exiguïté. Il n'en reste pas moins que nous avons là un témoin d'une ancienne vallée pliocène.

Enfin, à l'entrée même de cette partie inférieure du val de la Valserine, au débouché de la cluse des Isles, nous trouvons une autre trace bien nette de cet ancien écoulement. Il s'agit du replat que l'on observe à l'Est de Champfromier, au Nord et au-dessus du tunnel de l'ancien tramway près du grand lacet de la route: il y a là, vers Sarraz (780 m. environ) un aplanissement subhorizontal très distinct des rainures appalachiennes en pente forte situées tout à côté et qui rentre dans la catégorie des formes modelées au cours de ce cycle d'érosion du Pliocène inférieur.

Continuons à remonter la vallée de la Valserine. Dans la cluse des Isles peu ou même point de traces d'ancienne vallée. La traversée de cet anticlinal, ouvert jusqu'à l'Oxfordien entre le Crêt Chalam et Menthières, a été et est encore le siège d'une érosion intense qui se traduit par des ravins en pente forte, comme celui de Chaudanne. La vallée est en V aigu, les traces du passage du glacier quaternaire ont elles-mêmes disparu. Ne nous étonnons pas si les témoins de fonds de vallée pliocène ont été à plus forte raison détruits par la suite (7).

A peine peut-on signaler, à l'entrée orientale de la Cluse des Isles, sur la rive droite, une atténuation sensible de la pente du versant modelé dans le Jurassique supérieur aux alentours de 800 m. d'altitude; la pente transversale de ce lambeau d'aplanissement est assez forte, ce qui n'est pas étonnant si l'on songe à la vigueur de l'érosion dans la gorge de la Valserine en contre-bas. Sans doute peut-on y voir cependant un reste, très amoindri, d'une vallée datant du Pliocène inférieur. Il est à noter que l'altitude est supérieure à celle des formes du même type observées dans les environs de Champfromier, ce qui s'accorde bien avec l'hypothèse de témoins d'ancienne vallée affluente de la cluse de Nantua. Désormais, nous constaterons, dans le val de Chézery d'abord, puis dans le val de Lélex, un relèvement sensible et progressif des altitudes.

Le versant oriental du val de Chézery pose un problème. On rencontre en effet, à des altitudes qui s'écartent fort peu de la courbe de niveau de 800 m., un certain nombre de replats que l'on est tenté

(7) Il n'est d'ailleurs pas exclu que la cluse des Isles constitue une section de vallée relativement récente et que la Valserine ait emprunté jusqu'au milieu du Pliocène au moins le synclinal de Menthières entre le val Chézery et la région de Champfromier. Ce fait expliquerait l'absence de replats dans la cluse elle-même.

de faire rentrer dans la catégorie des témoins de l'écoulement pliocène inférieur. Ce sont par exemple les replats de « Sur le Dart » (815 m.) au Sud/Sud-Ouest de Grand Essert, du hameau des Replats (840 m.), les lambeaux aplanis plus restreints que l'on observe entre L'Eperry et aux Revines ou vers la grange située à l'Est-Nord-Est de Charbonnière (840 m.), ou encore la surface peu inclinée de Grand Chat, au-dessus du hameau de Rosset (850-810 m.), ainsi que celle qui apparaît à ces mêmes altitudes au Sud-Est de La Rivière (cf. 1/20.000° : Saint-Julien-en-Genevois n° 2). Quel crédit faut-il accorder à ces replats qui s'inscrivent le plus souvent sur des masses de débris, sur un versant qui a été le théâtre de grands bouleversements tectoniques (cf. 2° Partie — Chap. XII)? Faut-il voir vraiment en eux des témoins d'un écoulement remontant au Pliocène inférieur? Il ne le semble pas.

Sans doute, les grands bouleversements qui ont affecté ce versant du val Chézery, pli-faille, effondrement et décollement de terrains, datent du Pontien; car les éboulements quaternaires et même historiques, comme celui de l'Avalanche des Hautes, constituent un fait malgré tout local et n'ont intéressé que des parties restreintes de ce versant. Dès lors on pourrait penser que des vallées postérieures à ces grandes dislocations ont pu laisser des traces sous les abrupts de la crête. Mais il faut songer à la fois au caractère hétérogène, donc facile à démanteler de cette masse de débris, à l'ampleur des phénomènes glaciaires et à l'existence indiscutable de lacs interglaciaires et post-glaciaires dans cette région. Comment concevoir dès lors que des replats inscrits dans des terrains aussi fragiles aient pu résister au coup de rabot des glaces et à l'érosion latérale des lacs? La part de l'érosion pliocène doit être si mince sur ce versant, — si vraiment elle existe —, qu'il vaut mieux abandonner délibérément ces lambeaux aplanis qui font illusion.

Au contraire du versant oriental du val Chézery, qui n'offre guère d'indices morphologiques d'une période ancienne, le versant occidental n'a dû être que peu affecté par les vicissitudes interglaciaires et post-glaciaires. Ici en effet, pas de complications tectoniques analogues à celles que l'on relève en face, pas de déversement et d'effondrement. Le versant est constitué par la roche en place, en fort pendage vers l'Est; il s'agit de calcaires durs du Crétacé et du Jurassique, (sauf intercalation marneuse d'Hauterivien) qui constituent la retombée orientale de l'anticlinal du Crêt Chalam. Les brèves manifestations glaciaires et lacustres n'ont pas dû beaucoup marquer sur ces couches dures et redressées. On a plus de chance en revanche d'y retrouver des traces d'une topographie pliocène dont les écoulements fluviaux ont été plus durables.

De fait, on rencontre des replats cycliques à l'Ouest de Forens, au-dessus de la gorge du Nant Rochette qui descend du Crêt Chalam. Ce sont, sur la rive droite, les replats de Pré Brun (815 m.) et d'autres, plus en amont, situés au-dessus de l'Enclave et vers La Palud; tous recoupent nettement les terrains, redressés vers l'Est presque à la verticale, du Rauracien et de l'Oxfordien. Il s'agit des restes d'une ancienne vallée affluente de la Valserine, beaucoup plus molle et évassée que la gorge sauvage au fond de laquelle bouillonne aujour-

d'hui le Nant Rochette. Sur la rive gauche du torrent, le petit replat qui porte la grange de Pissoud (839 m 7) appartient à la même catégorie de formes. Tout près de là, au Nord de Forens, on observe une banquette allongée Nord-Est/Sud-Ouest et qui témoigne cette fois d'une ancienne vallée de la Valserine elle-même. Il s'agit du replat de « Sur le Rocher » qui, vers 770 m. en moyenne, tranche les terrains du Jurassique supérieur et du Valanginien en pendage vers l'Est. Mais ce replat présente une pente transversale sensible et une altitude assez basse par rapport aux aplanissements du même genre que l'on relève ailleurs dans le val Chézery; il faut en rendre responsable la confluence toute proche des deux vallées, l'augmentation de l'érosion qui en résulte et le phénomène très commun d'abaissement anormal des replats en ces lieux; nous n'avons plus sous les yeux la trace authentique du versant de vallée pliocène.

Mais l'indice le plus sûr et le mieux développé de cet écoulement du Pliocène inférieur se situe au Nord de Chézery, sous le versant oriental du Raveyrot, vers Noire-Combe (ph. 22). La petite route de Forens à Noire-Combe, après avoir grimpé en corniche sur le flanc oriental très raide du crêt de Tilleret-Haut, débouche après un lacet, à hauteur de Tilleret-derrière, dans une belle vallée longitudinale, où la pente diminue sensiblement et où s'éparpillent les maisons du hameau de Noire-Combe. Des formes plus douces, de molles collines herbeuses succèdent aux abrupts de calcaire urgonien qui dominent la Valserine: il y a là un contraste très net entre la morsure de l'érosion récente en contre-bas et la mollesse des formes de cette vallée longitudinale suspendue. Les influences structurales ont certes leur part dans ce paysage si verdoyant: la vallée suspendue de Noire-Combe, légèrement entaillée en contre-bas du petit crêt urgonien situé à l'Est, a été évidée dans la bande de terrain plus marneuse de l'Hauterivien; nous sommes donc en présence d'une forme appalachienne typique, qui a d'ailleurs été remaniée par l'érosion ultérieure puisque la vallée s'abaisse de 820 m. vers Combet à 760-770 m. au hameau même de Noire-Combe: remaniement et abaissement se sont d'ailleurs opérés en partie en fonction d'un niveau de base lacustre — nous le verrons plus loin.

Mais ce qui importe pour l'instant, c'est que cette forme appalachienne dérive d'un replat d'érosion que l'on peut imaginer un peu supérieur à la partie haute de la vallée vers Combet, soit à 825 m. — 830 m. peut-être: il faut sans doute en effet écarter l'altitude du crêt urgonien (840 m.) lui-même où les terrains très redressés ont pu préserver en tout temps une forme structurale. Un reste de cet ancien replat doit se trouver vers 820-830 m. précisément, immédiatement à l'Est du sommet du crêt, là où la pente est encore modérée avant la dégringolade vers la Valserine. C'est ce replat, à partir duquel a été évidée la combe monoclinale de Noire-Combe, qui représente une trace du versant occidental d'une vallée pliocène de la Valserine. D'ailleurs, entre Noire-Combe et Tilleret-derrière, dans une petite tranchée de la route, on observe la présence, sous les galets glaciaires et parfois au milieu d'eux de nombreux cailloux polis sur une ou plusieurs faces, aplatis et aux bords émoussés, ressemblant aux cailloutis observés ailleurs dans le Haut-Bugey et

qui semblent devoir être rapportés à la période climatique du Pliocène. Il est probable que ces cailloux ne sont pas en place, étant donné le mélange avec les blocs glaciaires, et qu'ils proviennent de la partie supérieure de la vallée, là où s'inscrivait à peu près l'ancien replat. Vers Combet, nombre de cailloutis présentent au moins une face aplanie, mais leurs bords sont le plus souvent tranchants, preuve manifeste d'un remaniement par le gel.

Pareil fait peut être observé plus en amont dans le défilé de Sous-Balme. Ici, comme dans la cluse des Isles en aval de Chézery, la force de l'érosion récente a dû faire disparaître bon nombre de témoins d'écoulement plus ancien. On peut cependant en déceler un sur la rive droite de la Valserine, sous le versant dénommé « Côte de Rouffy » (cf. 1/20.000^e: Saint-Claude n° 6). Si l'on suit le chemin qui s'embranché sur la route nationale à la cote 779,9, après avoir traversé la Valserine qui creuse furieusement son lit dans l'Urgonien incliné vers l'Est, on grimpe pendant quelques centaines de mètres à flanc de versant. Après avoir parcouru une première clairière où est bâtie une maison abandonnée, on arrive sur un replat herbeux, au milieu des taillis, qui s'allonge du Nord-Est au Sud-Ouest sur 500 m. environ, tandis qu'il ne dépasse guère 150 m. en largeur. La surface topographique tranche nettement les terrains crétacés en fort pendage vers l'Est; de plus, elle s'incline légèrement vers l'aval, ce qui montre bien que nous avons ici un indice authentique d'un ancien écoulement.

A dire vrai, si l'on y regarde de plus près, on constate que cette clairière herbeuse est très faiblement dominée à l'Est par un petit crêt de calcaire urgonien dont le revers très poli s'abaisse en pente très forte vers la rivière et qu'elle est elle-même légèrement évidée toujours dans la bande plus marneuse d'Hauterivien que l'on peut suivre de Mijoux à Forens. Il s'agit donc ici encore d'une forme appalachienne, d'une combe monoclinale peu affouillée, qui dérive d'un replat à peu près tangent au crêt urgonien, c'est-à-dire vers 830 m. d'altitude. Là aussi on retrouve des cailloux aplatis à faces polies et bords émoussés. Le replat de versant, à peine entaillé par cette petite combe, est donc bien le témoin d'une vallée du Pliocène inférieur, qui a été depuis recreusée, mais encore assez peu, remarquons-le, par la Valserine actuelle. Cet indice d'une morphologie pliocène a pu être conservé en raison de son éloignement des ravins descendant du plateau des Molunes, comme le ravin du Pré Bura et le Creux Marnant, morsures furieuses de l'érosion récente. Il est possible d'ailleurs qu'il ait été légèrement remanié par les écoulements inter-glaciaires issus des lacs supérieurs, comme on le verra dans la quatrième partie; mais en terrain aussi résistant le remaniement a dû être faible.

On aborde enfin le haut val de la Valserine avec le val de Lélex et le Val Mijoux (fig. 11 et 27, ph. 21). Il est naturel que, dans cette partie amont de la vallée, l'ancien écoulement du Pliocène inférieur se situe à des altitudes plus élevées et surtout se confonde à peu près avec le niveau de l'actuelle Valserine. Il faut compter cependant avec les phénomènes glaciaires et lacustres qui ont introduit quelques perturbations dans ce schéma. Passé la moraine du Niaiset,

l'étreinte de la gorge se desserre et, au sortir du sombre défilé de Sous-Balme où les pierres pleuvent à chaque instant sur la route, on débouche dans une haute vallée, large, assez évasée, aux versants moins raides, où les herbages et les petits carrés de culture composent un paysage riant et verdoyant que ne déparent pas les pimpantes maisonnettes du village de Lélex. La Valserine n'est plus le torrent furieux qui, il y a un instant, dégringolait vers Chézery; elle serpente mollement à fleur de pré, décrivant de nombreux méandres miniatures. Tout respire la mollesse et il semble que nous retrouvions ici les formes séniles d'un ancien cycle sur lesquelles l'érosion récente n'a point mordu. Est-ce à dire cependant que le thalweg actuel de la Valserine dans le val de Lélex (850 m.) coïncide avec le fond de la vallée pliocène? Il ne le semble pas.

Poursuivons plus loin notre route. Trois kilomètres environ après Lélex nous voyons la Valserine s'encaisser un peu à hauteur de la ferme de La Gentille et nous la perdons de vue pendant deux kilomètres tandis qu'elle franchit le petit « défilé » de Septfontaines. Rien de comparable évidemment avec la sombre gorge de Sous-Balme. Il y a là cependant un étroit et une rupture de pente marquée du thalweg. Puis entre La Rochesse et Le Boulou, nous débouchons, vers 930-940 m., dans le val Mijoux, comparable par la mollesse de ses formes au Val de Lélex, un peu moins large toutefois. La Valserine y coule de nouveau à fleur de pré en décrivant des sinuosités; une imperceptible reprise de l'érosion récente s'y traduit toutefois par l'existence, juste en amont de Mijoux, d'anciens petits méandres fraîchement recoupés (on voit encore leurs traces dans les prés). C'est ici, semble-t-il, qu'il faut voir le témoin du cycle d'érosion du Pliocène inférieur; c'est le val Mijoux qui représente une portion intacte, ou à peu près, de l'ancienne vallée pliocène. Le val de Lélex, lui, a été recréusé par le glacier à partir de ce fond de vallée pliocène entre le « défilé » de Septfontaines et le Niaiset. Un lac, ou même plusieurs lacs, se sont installés derrière la moraine du Niaiset dans ce bassin surcreusé.

Nous en avons la preuve dans le fait que, sauf en de rares endroits, la Valserine coule sur l'Urgonien dans le val de Lélex, les dépôts lacustres peu abondants et inconsistants ayant été déblayés par la suite, et aussi dans l'existence de replats qui, de part et d'autre de la Valserine, sont des restes de cette ancienne vallée recréusée. Citons, au-dessus du « défilé » de Septfontaines, sur la rive gauche, le replat de La Pêcharde et la Bravarde, à 925 m., là où passe la route nationale, et sur la rive droite, au-dessus de la cote 886,5, un replat qui leur correspond, à 920 m. Celui de rive gauche s'inscrit peut-être dans des terrains molassiques et glaciaires qui masquent le sous-sol, mais celui de rive droite recoupe nettement le Valanginien en fort pendage vers l'Est. Ce replat de rive droite se relie d'ailleurs à d'autres aplanissements situés plus en aval, notamment à la Jeannine et au Panier (N./N.W. de Lélex) vers 915-920 m., tandis que sur la rive gauche, depuis Lélex jusqu'au Moulin des Moines, la route nationale court à peu près partout sur des banquettes aplanies en contrebas desquelles serpente la Valserine. Certes, il n'est pas impossible que ces replats aient été rema-

niés par endroits par l'érosion latérale de lacs interglaciaires et post-glaciaires, que ces anciens versants de vallée aient été ramenés dans le plan d'érosion des berges lacustres. Il semble cependant que ces formes polygéniques, si polygénisme il y a, ne puissent masquer la réalité d'un fond de vallée pliocène continuant le Val Mijoux et s'abaissant pour se relier aux replats observés en aval. Ainsi se serait présentée la Valserine pliocène.

4° *Débouché occidental de la cluse de Nantua.* (8)

Dans toutes les vallées affluentes de la cluse de Nantua, on observe ainsi un système de replats qui s'abaissent plus ou moins régulièrement vers le confluent avec la vallée transversale. Les replats que l'on peut déceler en bordure même de la cluse s'abaissent eux aussi, quoique la pente soit ici plus faible, ce qui ne peut surprendre dans une artère principale de drainage parcourue par un fleuve important, dont le profil d'équilibre devait être mieux réalisé: depuis les replats du versant oriental du Retord, qui atteignent 800 mètres, l'altitude s'abaisse légèrement vers l'Ouest avec les surfaces d'aplanissement de Lalleyriat, un peu au-dessous de 800 m. Il est donc possible de reconstituer avec assez de vraisemblance le réseau hydrographique pliocène de la cluse de Nantua et le sens de l'écoulement des eaux au début du Pliocène: c'est vers l'Ouest que le drainage d'ensemble se faisait. Cet abaissement vers l'Ouest des lambeaux d'aplanissement est encore plus sensible si l'on considère le débouché occidental de la cluse et les vallées qui y convergent. Les replats de versants et les encoches sont tous situés en effet autour de 750 m. d'altitude.

Parmi les replats de versants, il en est que l'on peut retenir immédiatement comme étant indubitablement des replats d'érosion. Tel est le cas des lambeaux aplanis qui, vers 750 m. dominent les ravins de la Sarsouille et de l'Ange, à l'Est d'Oyonnax: les couches du Jurassique sont recoupées très nettement par la surface topographique et il est évident qu'il ne s'agit pas du dégagement d'une surface structurale sur un banc dur: replats situés au Nord/Nord-Ouest du hameau de Geilles, entre l'Ange et la Sarsouille, tronquant les bancs durs du Kimmeridgien et de l'Astartien; ces replats peuvent être reliés à des portions de vallées situées en amont d'une rupture de pente du thalweg de l'Ange en direction de la combe d'Apremont. Des observations similaires peuvent être faites au-dessus du ravin de la Sarsouille. Il y a donc là d'authentiques témoins d'un écoulement fluvial du Pliocène inférieur.

La réalité apparaît plus complexe quand on aborde l'examen de l'actuelle vallée de l'Ange entre Oyonnax et La Cluse et du Val du Borrey appelé « La Combe du Val » qui la prolonge au Sud entre les Joux Noires et l'Avocat. Sur les Joux Blanches qui bordent à l'Ouest la Vallée de l'Ange (fig. 30), peu de choses à dire et peu de faits à retenir en ce qui concerne cette étude. Nous avons en effet ici une chaîne peu élevée, qui se tient le plus souvent vers 680-700 m.

(8) 1/80.000° : Nantua N. O., Saint-Claude S.E. et S.O. 1/50.000° : Nantua et Moirans.

et n'atteint 784 m. qu'au Sud, au-dessus de Martignat et Montréal, relèvement qui prélude aux altitudes beaucoup plus fortes de l'Avocat. Par suite nous avons dû avoir, au Pliocène inférieur, une vallée dissymétrique, plus élevée à l'Est qu'à l'Ouest et le versant occidental devait à peu près coïncider avec les sommets des Joux Blanches; les aplanissements des phases pré-pontiennes se sont trouvés ramenés dans le plan de l'érosion pliocène et les replats post-pontiens recoupent ces surfaces antérieures sous des angles si faibles qu'il est à peu près impossible de les déceler. Tout au plus peut-on remarquer ici et là l'existence de facettes dont les plans sont très proches les uns des autres, en particulier dans la partie méridionale plus élevée; les surfaces anciennes doivent être représentées par les facettes plus inclinées, déformées par le plissement pontien, tandis que l'érosion du cycle pliocène inférieur paraît s'inscrire sur les aplanissements plus horizontaux. Il faut ajouter à cela que ces formes ont été entamées et en partie démantelées par l'érosion d'un cycle plus récent (Pliocène supérieur) qui a creusé des encoches très nettes dans cette partie des Joux Blanches. Nous les examinerons dans le chapitre suivant.

Mais le versant oriental de cette même vallée de l'Ange et de la Combe du Val pose un problème. Partout en effet, depuis Oyonnax et la Forêt Macretet jusqu'à Lantenay, on remarque la présence de replats très développés qui s'abaissent tous dans le sens transversal, de 780 m. à 740 m. environ, et forment comme un gradin interrompant la montée vers les sommets des Joux Noires. La constance et la régularité de ce gradin topographique accrochent l'œil et s'imposent partout à l'attention. Ces replats si développés s'abaissent légèrement du Nord au Sud jusqu'à La Cluse et du Sud au Nord sur la bordure orientale de la Combe du Val, quoique cette pente ne soit pas très accentuée. Ici c'est le replat de la Forêt Macretet (fig. 31) ou de la Forêt de Niermes au N.-E. et au S.-E. d'Oyonnax; là, c'est le plateau qui porte la superbe forêt de sapins dont s'enorgueillit Montréal (fig. 30). Plus au Sud, ce sont les plateaux défrichés de Chamoise et de Chevillard ou celui qui porte la Forêt de Meyriat (fig. 3, ph. 20).

On est évidemment tenté de voir dans ces gradins, cernés de ressauts très nets tant à l'Est qu'à l'Ouest, des replats témoins d'anciens versants de vallées. Mais il convient de se montrer prudent. Un examen plus approfondi de la structure révèle en effet que, sur cette bordure occidentale des Joux Noires, les terrains jurassiques qui pendent d'abord assez fortement vers l'Ouest depuis les sommets, dessinent une sorte de palier en pente très faible vers l'Ouest avant de s'envoyer par une brusque flexure sous le synclinal crétacé d'Oyonnax ou les matériaux récents de la plaine de Port. Vers le passage à niveau de la petite route de Nantua à Port, à l'entrée de ce dernier village, on voit ainsi les couches quasi-verticales du Portlandien disparaître sous les alluvions fluvio-glaciaires, tandis que le plateau de Chamoise est ourlé d'une falaise où les bancs rocheux sont subhorizontaux. Il semble donc que ces larges replats, correspondant à un palier des couches et en particulier du Kimmeridgien qui s'étale sur de larges surfaces soient des replats structuraux ou au moins substructuraux.

Pourtant, il n'est peut-être pas interdit de penser que les bancs durs subhorizontaux, tout en ayant guidé l'érosion, aient pu coïncider avec un niveau d'écoulement des eaux au cours de ce cycle du Pliocène inférieur. Il y a des exemples de tels dégagements de surfaces structurales situées dans un plan d'érosion fluviale que l'on retrouve ailleurs indiscutablement aux mêmes altitudes. Ici, on peut déjà être ébranlé si l'on considère que les replats, moins amples d'ailleurs, situés au Sud de Lantenay et à l'Est d'Izenave, s'inscrivent à la fois dans le Kimmeridgien et l'Astartien qu'ils recoupent. Mais la réponse doit être cherchée surtout en face, sur les versants de l'Avocat, où l'on observe des formes indiscutables d'érosion vers les mêmes altitudes.

Il ne s'agit pas à vrai dire de repats de versants. La bordure orientale de l'Avocat et du Bourdon est en effet très raide et le grand versant retombe sur la Combe du Val par une pente très redressée (40° environ) qui ne souffre pas d'interruption (fig. 28). Il est évident qu'une érosion latérale très active s'est exercée par la suite, démolissant des traces probables d'anciens versants: on soupçonne l'action de calibrage des glaciers anciens, sans doute rissiens, qui ont rempli ce grand val. Il faut songer aussi que nous avons un synclinal dissymétrique et que le drainage semble s'être toujours opéré dans la partie occidentale de la vallée, rendant ainsi plus efficace l'érosion sur la bordure de l'Avocat. Quoi qu'il en soit, ce qui attire l'œil dans cette région, c'est la présence de l'encoche suspendue du Sapey, creusée dans la Montagne de l'Avocat et reliée plus ou moins à la Combe du Val par un ruz en pente très forte qui débouche entre Oisselaz et Talipiat. Il y a là un ensemble de faits si caractéristiques que J.-B. Martin avait choisi cette région [113] pour illustrer une étape importante de l'évolution morphologique du Jura méridional. De fait, le trajet que suit la petite route de Vieu d'Izenave à la Balme-sur-Cerdon est particulièrement intéressant.

Le ravin que la route surplombe est une cluse très étroite, aux versants en pente raide formant un V aigu, que le torrent a creusée à travers les calcaires durs de l'Astartien et du Rauracien qui pendent très fortement vers l'Est. Il s'agit évidemment d'une morsure de l'érosion récente exacerbée par la profondeur de la Combe du Val. Mais ce qui importe, c'est la présence, de part et d'autre de cette cluse, de replats qui recoupent vers 750 m. les couches redressées de l'Astartien et du Rauracien et interrompent légèrement la raideur des versants. L'un de ces replats, celui du versant méridional, est d'ailleurs emprunté un moment par la route. Ces lambeaux d'aplanissement sont certes d'étendue restreinte. Mais, fait important, ils peuvent être facilement mis en relation avec la rainure longitudinale dans laquelle est logé le château du Sapey. Le ravin n'est pas en effet un simple ruz qui aurait écaillé le flanc Est de l'Avocat; c'est une petite cluse qui draine une rainure bien développée, allongée du Nord au Sud, combe monoclinale modelée en partie dans l'Oxfordien et le Callovien, à laquelle on accède bientôt si l'on continue la route de La Balme.

Cette dépression longitudinale ne se présente d'ailleurs pas partout avec les mêmes aspects. Au centre, en face de la cluse, elle a

presque disparu, très attaquée par l'érosion régressive du torrent qui a creusé dans l'ancienne vallée, au point que cette dernière ne se manifeste plus que par la présence de quelques replats, vers 765 m., là où passe la route supérieure dans son tronçon Nord-Sud. Au Sud de ce creux, la vallée longitudinale, correspondant à peu près uniquement à la bande marneuse d'Oxfordien et Callovien, est étroite et remonte en pente forte vers le Sud. Il y a eu nettement morsure de l'érosion récente aux dépens de l'ancienne vallée et on ne retrouve cette dernière qu'aux environs du Prelet, vers 830-840 m., là où s'étend un terre plein herbeux en contre-bas des sommets de l'Avocat, surface d'érosion certaine qui s'inscrit sur le Bathonien dur comme sur le Callovien plus tendre. Cet aplanissement se relie aux replats observés au-dessus de la cluse par une série d'autres replats qui dominent la combe monoclinale en pente forte que l'on a remontée depuis la route. Nous sommes donc en présence d'une ancienne vallée, en partie appalachienne, qui s'est creusée du Sud au Nord en relation avec une vallée transversale déjà esquissée à travers la retombée orientale de l'Avocat. Mais ici la reprise d'érosion récente est très marquée, comme en témoigne le ravin qui a démantelé l'ancienne vallée.

Au contraire, au Nord du château du Sapey, la morsure ultérieure s'est peu manifestée et les témoins d'une vallée pliocène apparaissent encore plus nettement. Une dépression s'allonge ici, peu entaillée dans les sommets voisins, et bordée à l'Est par un petit crêt taillé dans les calcaires rauraciens tandis que vers l'Ouest la remontée se fait plus doucement vers le noyau bajocien de l'anticlinal du Bourdon. C'est une surface aplanie, à peine ondulée de molles collines, qui recoupe les couches en pendage vers l'Est et s'inscrit aussi bien sur le Bathonien que sur le Callovien et l'Oxfordien : une impression de topographie sénile s'en dégage fortement. En outre, cette vallée est nettement suspendue au-dessus de l'entaille de l'érosion récente car, entre la maison isolée située au Nord du Château et le Château du Sapey lui-même, on saisit sur le vif la rupture de pente qui sépare la dépression témoin d'un ancien cycle du ravin en pente forte qui rejoint par une cluse la combe du Val. Cette rainure qui s'abaisse légèrement de 780 à 770 m., est caractéristique des dépressions longitudinales dans les sommets du Jura méridional. Elle est recouverte d'une pellicule de matériaux glaciaires qui, à cette altitude, doivent dater du Rissien, preuve de l'ancienneté de son creusement. En outre, au Nord du château, on constate que les galets glaciaires striés sont mélangés à des cailloutis aplatis à faces polies et bords émoussés, qui ressemblent aux nombreux autres dépôts observés dans de semblables encoches. Nous avons bien sous les yeux une vallée longitudinale sénile, dont le creusement remonte au cycle du Pliocène inférieur, qui se relie aux replats observés au-dessus de la cluse, et par là, à tout le réseau hydrographique affluent de l'artère maîtresse de drainage qu'était déjà à cette époque la cluse de Nantua.

Mais cette cluse pose elle-même un problème délicat. Ouverte à travers les nombreux chaînons du Haut-Bugey, éventrant cette masse montagneuse où les altitudes sont élevées et témoignent d'actions

érosives intenses, elle se termine néanmoins brusquement devant les Monts Berthiant à Nurieux. On ne peut manquer d'être frappé par ce fait et J.-B. Martin avait insisté sur l'occlusion apparente de cette vallée transversale [113]. Alors que la cluse des Hôpitaux ouvre un passage complet à travers le Jura méridional, la cluse de Nantua n'est qu'une coupure partielle ; par la cluse des Hôpitaux passe la grande voie ferrée de Paris et Lyon à Genève et Turin, à côté d'une route moins importante. Ici tout au contraire, une grande route emprunte la cluse car elle ne craint pas comme la voie ferrée les rampes qui lui permettent de rejoindre la bordure bressane ; mais ce n'est qu'au prix du long tunnel de Nurieux et de la forte rampe de Bolozon, suivie d'un autre souterrain, qu'une ligne secondaire, à voie unique, relie Bourg à Bellegarde.

Où s'écoulaient donc les eaux qui arrivaient à La Cluse ? Il semble — et J.-B. Martin avait déjà proposé cette hypothèse — qu'elles se soient dirigées en majeure partie vers Cerdon à travers la dépression de Peyriat, Ceignes, La Balme. L'usure extraordinaire des sommets dans ce district, les formes d'aplanissement prolongé que l'on y observe, attirent en effet l'attention. En outre, il y a ici un synclinal extraordinairement marqué, puisque, en dépit du décapage prolongé que supposent ces formes usées, le Crétacé supérieur a été conservé en un lambeau assez ample au Nord de Ceignes. Que l'on ajoute à cela l'ampleur des dislocations et des phénomènes d'effondrement qui caractérisent la région de Cerdon, où le Crétacé est conservé sur de larges surfaces, et l'on conviendra que des conditions particulièrement favorables étaient réunies pour solliciter un tel écoulement.

De fait la dépression de Ceignes est largement ouverte entre les Monts Berthiant qui font ici figure de barrière rigide et les hauteurs des Joux Blanches qui dominent Maillat à l'Ouest. Elle culmine à 670 m. au Sud de Peyriat, là où un col léger sépare les deux vallées en sens contraire qu'a creusées l'érosion récente. Il est d'ailleurs à remarquer que seule la vallée de Peyriat-Volognat au Nord est vraiment entaillée entre les hauteurs bordières. Au Sud la reprise de l'érosion récente a été faible et une large surface d'érosion en pente légère vers le Sud/Sud-Ouest, a été conservée, qui se relie parfois avec les sommets voisins surbaissés par des pentes très douces, ainsi au Sud-Est de Peyriat et surtout à l'Ouest de La Balme ; au Sud, bien entendu, elle se termine par un ressaut raide et même des abrupts au-dessus du cirque de Cerdon, qui est l'œuvre d'une érosion récente. On peut observer ici encore des cailloux aplatis, à bords émoussés, mélangés à des galets roulés et striés. Il semble que l'on puisse raisonnablement penser que cette vallée molle a servi d'exutoire au drainage de la cluse de Nantua (9).

On n'est d'ailleurs nullement obligé d'imaginer un coude à angle droit à l'Est de Volognat, comme il en existe un aujourd'hui entre la vallée de Peyriat-Volognat et la cluse à travers les Joux-Blanches. Les eaux ont pu gagner cette vallée depuis La Cluse par un

(9) Sur cette question du débouché occidental de la cluse de Nantua et sur la région de Cerdon, cf. aussi 4^e Partie - A - Chap. II et III.

chemin plus direct en direction du Sud-Ouest ou même divaguer en plusieurs bras. Il ne faut pas oublier que l'écoulement se faisait à un niveau bien supérieur au niveau actuel, vers 700 m. environ, et que la partie des Joux-Blanches proches de Brion, peu exaltée en ce lieu, ne constituait pas un obstacle à ce drainage. L'allure très usée des hauteurs avoisinant le Rocher du Délogey donne à penser qu'elles ont été râclées non seulement par les glaciers, mais par un écoulement fluvial antérieur très important. On peut remarquer enfin que la pente de l'écoulement s'accélérait assez vite vers l'Ouest à partir du faisceau des Joux-Blanches. Les indices d'un ancien drainage, replats et encoches dans les sommets, sont situés en effet à des altitudes décroissantes et nous les retrouverons autour de 600 m. dans la bordure Ouest : l'influence du niveau de base bressan se fait sentir de plus en plus, sans cependant que ses efforts se soient beaucoup marqués dans la partie orientale de la chaîne, preuve que le cycle n'a pas été d'une très grande durée et que des mouvements plus récents se sont produits. Nous allons bientôt revenir sur ces faits avec l'étude de la bordure occidentale et du Bas-Bugey.

CHAPITRE III

LES NIVEAUX CYCLIQUES PLIOCÈNES (Suite)

A. — LES HAUTS NIVEAUX DU PLIOCÈNE INFÉRIEUR (Suite)

5° *Cluse des Hôpitaux et vallées affluentes* (1).

La profonde entaille de la cluse des Hôpitaux n'a pas, elle non plus, été creusée au cours d'un seul cycle d'érosion. Si l'on met à part le travail des glaciers, qui a été d'ailleurs considérable dans cette auge bien calibrée, on constate que des traces de creusement pliocène ont été conservées ici et là en bordure de la profonde vallée actuelle. Ces traces se rapportent à deux stades principaux de creusement, dont le premier seul intéresse notre étude actuelle.

Comme en bordure de la cluse de Nantua on rencontre en effet, vers 750-800 m., de petits plateaux qui forment comme un gradin intermédiaire entre les hauts sommets et leurs encoches emboîtées et le fond actuel de la cluse. La même impression de mollesse et de sénilité des formes frappe l'esprit quand on débouche sur ces plateaux, après avoir gravi des rampes sévères sur les versants de la cluse où les chemins ont de la peine à s'insinuer, tant les morsures de l'érosion récente et le travail des glaciers y ont été actifs. Il y a un contraste étonnant qui est l'indice certain de l'existence de deux cycles d'érosion bien distincts.

Comme pour la cluse de Nantua, nous examinerons d'abord les témoins probables d'une ancienne vallée pliocène inférieure dans la partie médiane de la cluse composée. Nous porterons ensuite nos recherches sur les régions orientale et occidentale pour essayer de déceler le sens d'écoulement des eaux à cette époque.

Lorsque l'on monte de Tenay à Hostiaz ou au plateau de Confrêne (fig. 4 et 21), à l'étroite et profonde entaille de la cluse, resserrée et sauvage, avec ses grands abrupts s'émiettant à la base en éboulis, succède un plateau qui, vers 780-790 m. recoupe les couches diverses du Kimmeridgien, de l'Astartien et du Rauracien, se présentant comme une surface d'aplanissement indiscutable; sur le

(1) 1/80.000° : Nantua S.O. et S.E. et Chambéry N.O. - 1/50 000° : Ambérieu, St-Rambert et Belley.

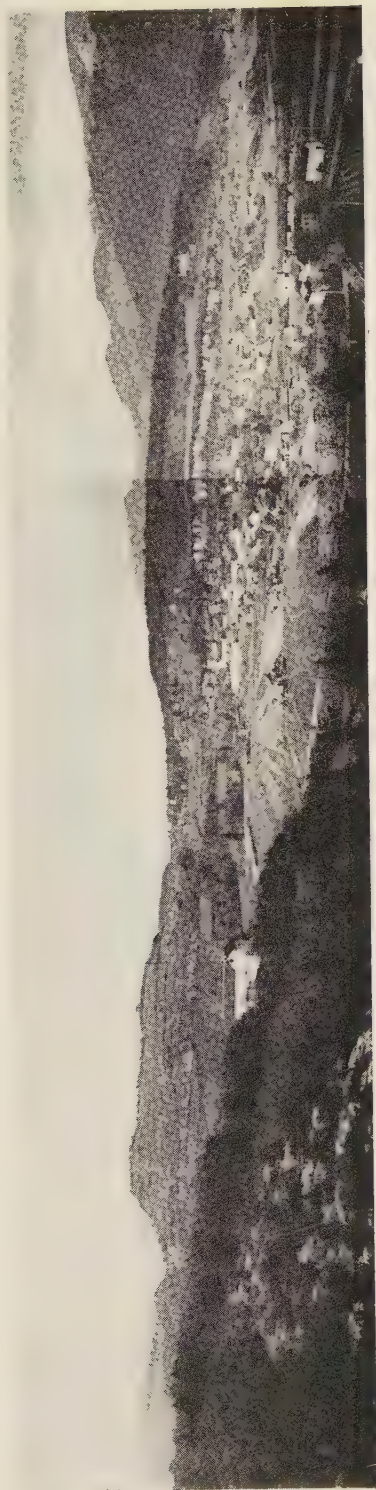


Photo 24

Le débouché méridional du Val Romey, vu de la Vierge du Fierlos, au S.W. d'Artemare. Au premier plan, à gauche, lapiez du Fierlos. A droite, plaine récente d'Artemare et terrasse interstadaire de Yon-Moulin. Au-delà, de gauche à droite, Château d'Hostel, coupure du Séran (chute), hameau de Linod, gorge de l'Arvière et hameau de Don, hauteurs de Sur-les-Champagnes. En avant et en contre-bas de ces aplanissements pliocènes, banquette structurale valangienne (Château de Machuras) s'abaissant vers l'Est. Au fond, à droite, chaîne déchiquetée, avec cluses et combes, du Grand-Colombier.

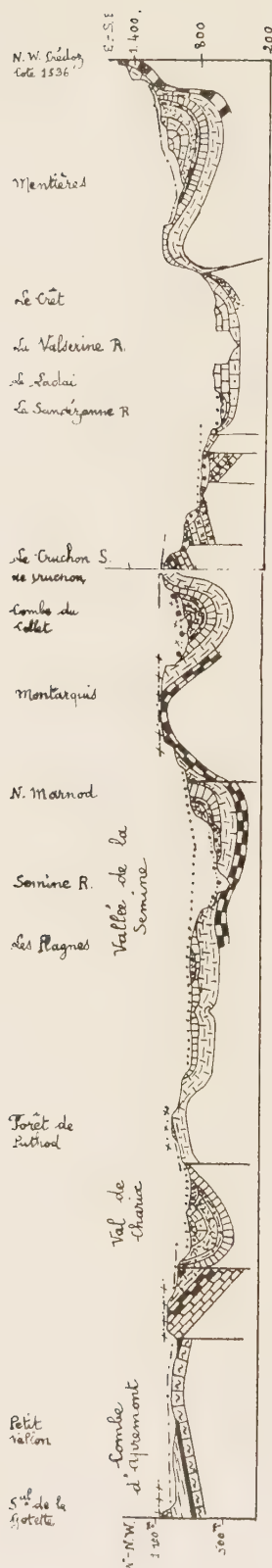


Fig. 26. — Coupe à travers le Haut-Bugey central, du bord Est des Joux Noires au Crédoz, à peu près suivant la coupure de la cluse composée de Nantua, Combes et Vaux (dont certains perchés comme la « Combe-du-Collet ») et anticlinaux coiffés (Montarquis) composent un paysage bugiste typique. A l'Est, zone disloquée de Champfremier, canyon de la Valserine et massif de Montierès font déjà partie du Haut-Jura.
 Echelle des longueurs = 1 : 80 000. Echelle des hauteurs = 1 : 60 000.

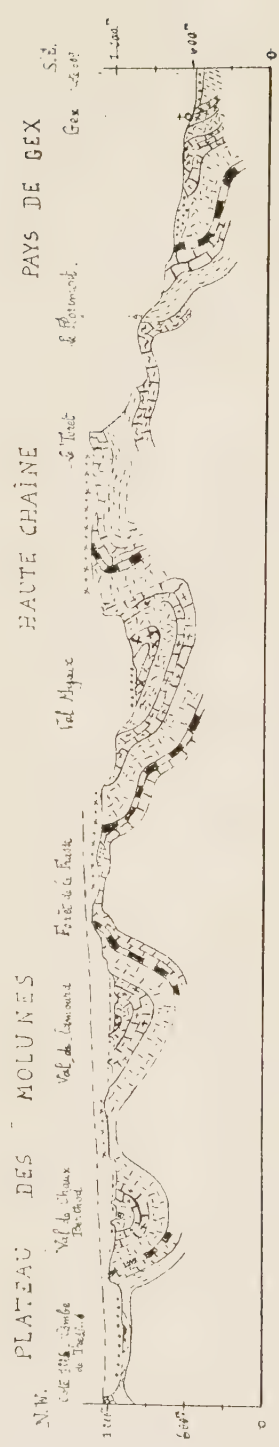


Fig. 27. — Coupe à travers le plateau des Moulunes (surface néogène remaniée au pliocène et relief appalachien) et la haute chaîne à hauteur de La Faucille.
 Echelle des longueurs = 1 : 80 000. Echelle des hauteurs = 1 : 60 000.

plateau d'Hostiaz un escarpement de faille se trouve même nivelé : nous avons donc la preuve qu'il s'agit bien d'une surface postérieure aux dislocations du plissement paroxysmal pontien. Ce fait, joint à la quasi horizontalité de ces petits plateaux, permet de voir en eux des témoins d'une vallée du pliocène inférieur et de les distinguer nettement des surfaces emboîtées dans les hauts sommets qui sont plus élevées, déformées et encadrées le plus souvent de dislocations (cf. 2^e partie — Chap. XI). Ce sont des restes du fond d'une ancienne vallée plus élevée qui a préludé à la cluse actuelle, avant que l'érosion de la fin du Pliocène et surtout l'érosion glaciaire aient conféré à la cluse des Hôpitaux la profondeur et les aspects qu'on lui connaît aujourd'hui.

Un examen encore plus approfondi de ces aplanissements conduit toutefois à préciser et même à modifier un peu le point de vue qui vient d'être exprimé. Il faut remarquer d'abord que le plateau d'Hostiaz (771 m. au maximum) est moins élevé que le plateau de Confrêne, qui lui correspond de l'autre côté de la cluse. Il est possible que ce soit l'érosion, surtout karstique, qui l'ait ultérieurement abaissé et que le plateau d'Hostiaz représente plutôt une surface structurale dégagée sur le Portlandien dur et par suite moins élevée qu'un véritable replat d'érosion ; le plateau de Confrêne serait alors un témoin plus authentique de l'écoulement du début du Pliocène. Toutefois, comme nous l'avons vu, un escarpement de faille se trouve nivelé près du village d'Hostiaz. Il n'est pas impossible non plus que l'altitude plus basse s'explique par un décalage vers l'Est du tracé de l'ancien cours d'eau par rapport à la vallée actuelle : n'observe-t-on pas en effet que ce plateau est incurvé en son milieu par une large gouttière orientée Nord/Sud ? S'il ne s'agit pas d'une simple vallée sèche creusée ultérieurement, ce pourrait être le témoin de l'ancien lit du cours d'eau.

Signalons ensuite qu'en contre-bas des plateaux de Prémillieu, Grange-des-Prés et du Bois de la Berroitière qui nivèlent des couches très redressées, et qui sont donc bien d'authentiques replats d'érosion, on voit se creuser des rainures de type appalachien évidées dans des niveaux plus marneux. La plus caractéristique de ces rainures est constituée par le ravin situé entre le Bois de la Berroitière et la cote 1039 et emprunté par la petite route acrobatique qui joint Prémillieu à Hostiaz et à la gorge des Hôpitaux. Il s'agit d'une rainure très étroite, à fond presque plat, affouillée dans l'Oxfordien, qui, avec ses 700 m. d'altitude, est suspendue au-dessus du ravin de Tare et de la cluse des Hôpitaux. On est en présence d'une forme appalachienne typique, dérivant du niveau pliocène inférieur et creusée en liaison avec un écoulement fini-pliocène.

Enfin, si ces surfaces subhorizontales sont bien dans l'ensemble des aplanissements dûs à l'érosion, il n'est peut-être pas aussi sûr qu'ils soient uniquement des replats du Pliocène inférieur. L'ampleur de leur développement et l'analogie qui existe entre eux et d'autres surfaces d'érosion plus faciles à définir font penser que

ces aplanissements constituent sans doute des surfaces polygéniques, dont l'origine remonte à la période pré-pontienne et qui auraient été ramenées par les bouleversements pontiens dans le plan d'érosion du début du Pliocène. Nous renvoyons pour plus de détails à ce qui en a été dit à propos de l'étude du massif de Portes (2). En outre, il s'agit, on l'a vu, de plateaux très karstifiés, ce qui n'a rien d'étonnant si l'on songe qu'ils sont perchés à près de 500 m. au-dessus de la gorge des Hôpitaux. Il semble bien que cette karstification s'est surtout opérée dans la seconde moitié du Pliocène, quand précisément la gorge s'est approfondie. Les processus karstiques pliocènes ont fortement remanié ces aplanissements-témoins d'un ancien fond de vallée, ce qui accroît encore leur caractère polygénique. Nous aurons l'occasion de revenir sur ce point quand nous étudierons le karst pliocène (3).

Dans la partie orientale de la cluse composée, l'observation n'est pas toujours aisée en raison de la présence de nombreux replats structuraux. Toutefois, à l'Ouest de Prémillieu et au-dessus des hameaux du Petit et du Grand Tare, vers 790-800 m., des replats tronquent aussi les terrains redressés vers l'Est, et plus en amont encore le plateau d'Ordonnaz (ph. 23) s'inscrit, aux alentours de 820-830 m. sur le Kimmeridgien et l'Astartien et se relie très naturellement au plateau de Confrêne. Sans doute ce plateau d'Ordonnaz repose sur le Kimmeridgien qui est ici subhorizontal et l'on peut se demander si l'on n'a pas affaire parfois à une surface structurale qui pourrait expliquer l'altitude un peu plus élevée (820 m.). Toutefois, il est des lieux où la surface du sol recoupe en biseau les couches: c'est le cas un peu plus à l'Est de la Ville-d'en-bas où les terrains, visibles le long de la route venant de Prévèyzieu, sont en fort pendage vers l'Est et aussi au Nord-Ouest de La Rivollière où les couches pendent de même vers l'Est. On peut donc, semble-t-il, considérer ce plateau d'Ordonnaz comme un replat d'érosion, sans doute d'ailleurs polygénique comme les aplanissements de Prémillieu et de Confrêne. Notons que ce replat atteint l'altitude de 820-840 m. Si la présence d'un niveau dur ne justifie pas cette altitude un peu élevée on est tenté d'en conclure à un écoulement général dirigé de l'Est vers l'Ouest dans la cluse des Hôpitaux au Pliocène.

Mais si l'on jette un coup d'œil sur les replats situés plus à l'Est, on ne tarde pas à s'apercevoir que leur altitude décroît désormais vers le bassin de Belley. Sur le versant méridional de la gorge d'abord on note la présence de plusieurs replats exigus qui mordent sur le Kimmeridgien en fort pendage et troublé en outre par des plissements de détail qui sont peut-être dûs à la « collapse structure »: il en est ainsi entre Combe Noire et le grand virage de la route D 32 au-dessus et au Sud de La Burbanche où l'on observe des lambeaux de replats qui recoupent les couches en pendage vers le Nord et qui s'inclinent doucement vers Prévèyzieu, c'est-à-dire vers l'Est; leur altitude est comprise entre 780 et 800 m., donc déjà inférieure à

(3) Cf. 4^e Partie - A. Chap. II.

celle du plateau d'Ordonnaz. Plus loin encore dans cette direction (fig. 20), la route suit un replat faiblement ondulé de 300 m. de large environ, sorte de banquettes, suspendue au-dessus de la gorge, karstifiée, trouée de dolines: ici la surface du sol recoupe sous un angle plus faible le Kimmeridgien et l'Astartien qui pendent vers le Nord-Est et la pente longitudinale s'abaisse encore vers l'Est entre 780 et 760 m.

En face, sur le versant septentrional de la cluse composée, la réalité est encore plus difficile à saisir car la multiplicité des fractures et des bancs durs inclinés en tous sens fait apparaître de nombreux replats structuraux qui interfèrent avec d'authentiques témoins de niveaux d'érosion. On en a un excellent exemple au-dessus des grands escarpements de Kimmeridgien qui surplombent la Burbanche et les Celliers de Montmeilland. Au-dessus du village même de la Burbanche (ph. 23) le plateau du Dromt, qui s'incline fortement vers le Sud-Est en suivant fidèlement le pendage des bancs calcaires, est une belle surface structurale; mais plus à l'Ouest, vers Les Massotières, au-dessus du cirque du Bernard, cette surface structurale cède la place à un plateau subhorizontal qui, vers 800 m., recoupe nettement les couches et nivèle la faille. Il y a donc là un replat d'érosion qui peut se relier à celui de Grange des Prés signalé plus haut.

Plus à l'Est encore, on doit mentionner, vers 780 m., l'aplanissement de La Léchère, au Nord-Ouest d'Armix, qui nivèle une dislocation et s'inscrit à la fois sur l'Astartien et le Valanginien. Quant au village d'Armix lui-même, il occupe un petit plateau creusé, à 720 m. seulement, dans le grand versant de la Forêt de Ravière et suspendu au-dessus des banquettes structurales inférieures et de la gorge du Furans (seuil situé à l'Ouest du Molard des Cornes et, à l'Est, gorge du ruisseau de la Chanaz): plusieurs vallées y aboutissent, notamment une venant du Nord-Ouest, de la région de Fontaine Froide, et une autre issue des alentours du hameau d'Egieu. Aussi doit-on penser que l'encoche suspendue d'Armix a été abaissée par l'érosion ultérieure, très favorisée par les dislocations en escalier et les décrochements horizontaux existant en ce point, et qu'elle ne représente pas une trace authentique de l'érosion du Pliocène inférieur. Néanmoins, l'abaissement des altitudes de ces replats vers le Bassin de Belley incite à penser que, dès le début du Pliocène, les eaux s'écoulaient vers l'Est dans la partie orientale de la cluse composée des Hôpitaux, tout comme à l'heure actuelle le Furans.

Cherchons maintenant dans la partie occidentale de la cluse composée les témoins d'un ancien fond de vallée remontant au début du Pliocène. Nous entrons ici dans une zone de tectonique cassante, très tourmentée, avec structure isoclinale et nombreuses dislocations qui donnent naissance à de nombreuses formes de relief très proches de la structure et ne favorisent pas en revanche la conservation de replats témoins d'anciennes vallées. En outre, un écoulement puissant semble avoir parcouru au Quaternaire cette section de la vallée de l'Albarine et a pu détruire bon nombre de ces replats. Aussi, la reconstitution d'une ancienne vallée pliocène inférieure est-elle assez décevante.

Si, comme nous le verrons plus loin (4), le synclinal perché du Plan d'Evosges représente surtout un fragment de surface pré-pontienne, seulement abaissé par l'érosion karstique pliocène qui l'a immunisé, on peut sans doute en revanche considérer comme restes de morsures du Pliocène inférieur les replats situés au N./N.-E. d'Argis au-dessus du thalweg du ruisseau d'Evosges. Inscrits sur les versants de la combe, ils semblent continuer le fond de vallée mûre sur lequel est bâti le village d'Evosges lui-même (fig. 4). Il s'agit d'ailleurs de lambeaux très exigus qui mordent sur le Bathonien dur à l'Est du torrent et sur l'Oxfordien en plaquettes à l'Ouest. Au Sud et au Sud-Ouest d'Argis sur le versant doucement incliné, ondulé en molles collines cultivées, qui portent plusieurs hameaux, dont Le Mortier, Averliaz et La Pava, on rencontre bien ici et là des esquisses d'aplanissements; mais dans un terrain aussi inconsistant que l'Oxfordien qui tapisse ce versant, on ne peut tenir aucune de ces ébauches de replats pour valables du point de vue morphologique.

Plus en aval encore, les formes structurales se multiplient et les faits sont plus confus. Nous approchons de la bordure occidentale du Bugey et les témoins des écoulements du début du Pliocène doivent s'abaisser pour se rapprocher de l'altitude de 600 m. Peut-être est-il possible de loger dans cette catégorie de formes le plateau de Dorvan qui, au Sud de Torcieu, recoupe les ondulations du Bathonien et du Bajocien. Mais il faut se hâter de dire qu'il s'agit ici d'un aplanissement complexe et polygénique dont l'origine remonte sans doute à la période pré-pontienne et qui a été ensuite vite isolé du drainage subaérien et remanié par l'érosion karstique pliocène. Nous avons parlé plus longuement de ce plateau quand nous avons étudié le massif de Portes (5) et nous renvoyons à cette analyse.

On constate ainsi que, dès le début du Pliocène, la cluse composée des Hôpitaux semble avoir été parcourue non par un fleuve qui l'aurait empruntée de bout en bout, mais par deux écoulements dirigés en sens contraire, exactement comme de nos jours. Certes, l'observation des replats d'érosion, et partant la reconstitution des anciens drainages, n'est pas chose aisée dans cette vallée transversale. Il est cependant difficile de suivre Depéret et Douxami quand ils affirment que le Rhône pliocène a emprunté pendant un temps, de Rossillon à Ambérieu, cette gorge longue et sinueuse.

Dans les vallées affluentes de la cluse des Hôpitaux, nous retrouvons des traces de l'ancien système d'écoulement sous forme de replats de versants dont les altitudes se tiennent entre 850 et 750 m., suivant leur éloignement plus ou moins grand de la cluse. On observe évidemment la présence de pareils lambeaux aplanis dans la plus importante de ces vallées affluentes, le Val Romey. Les traces d'une morphologie pliocène sont tellement importantes dans ce val que nous lui avons consacré un chapitre spécial auquel nous renvoyons (6).

(4) Cf. 3^e Partie - Chap. IV.

(5) Cf. 2^e Partie - Chap. VII.

(6) Voir plus loin, à la suite de cette étude sur la cluse des Hôpitaux.

Au-dessus de la vallée de l'Albarine moyenne, entre la chute de Nantuy et Tenay, nombre de formes pliocènes ont dû être démolies par le sapement latéral du glacier qui a calibré en une auge caractéristique cette partie de la vallée. Néanmoins, on retrouve des traces de ces anciennes formes dans les replats peu étendus que l'on observe sur la rive gauche, au Nord d'Hostiaz en particulier, et aussi dans les ravins affluents vers Lacoux et au Nord de Chaley où, vers 800 m. de petites surfaces aplanies peuvent être décelées, accompagnées de ressauts dans les thalwegs (fig. 4 et 23). Il en est ainsi du replat d'érosion de 80 m. qui porte le village de Lacoux et recoupe l'Oxfordien, le Callovien et le Bathonien très redressés vers l'Est. C'est précisément le redressement très accentué des couches qui explique sans doute l'altitude élevée de ce replat malgré la proximité de la cluse des Hôpitaux. En tout cas, cet aplanissement, suspendu au-dessus du ravin profond qui le sépare du Bois d'Esclaz et qui servait peut-être jadis de passage à l'Albarine, est nettement distinct du synclinal perché situé à plus de 950 m. à l'Ouest de Lacoux et qui, comme celui du Chaney ou celui d'Evosges, représente un fragment de surface pré-pontienne karstifié au Pliocène. On peut sans doute rattacher à ce replat une longue et étroite banquette d'érosion qui s'inscrit sur le versant oriental du synclinal perché du Chaney et recoupe les couches du Bathonien-Bajocien redressées à 80°; là encore l'altitude élevée (plus de 850 m.) est en rapport avec la quasi verticalité des terrains durs qui rendait difficile le travail de l'érosion.

Plus à l'Ouest, on retrouve le même genre de formes. Il en est peut-être ainsi des plateaux de 830 m. environ qui surplombent la combe d'Evosges et recoupent les couches du Jurassique moyen; ici toutefois les altitudes s'abaissent vers le Nord, en direction du bassin presque fermé d'Aranc et de la Combe du Val. Il faut voir là un ancien drainage vers la cluse de Nantua, suivi en certains endroits (Aranc) de désorganisation karstique. Il faut mentionner aussi au-dessus du ruisseau d'Oncieu les petits plateaux qui, vers 750 m., nivellent les escarpements de faille, preuve que leur élaboration se situe après le plissement pontien: tel est le cas du plateau situé à l'Ouest de Résinand et de celui qui domine Oncieu au Nord (fig. 23). Les combes, comme celle de Résinand, ont dû être affouillées à partir du niveau pliocène inférieur. D'autre part, si le plan d'Evosges constitue un aplanissement plus élevé et d'ailleurs plus complexe, on peut expliquer la différence d'altitude sensible entre les deux plateaux proches par le fait que l'enfoncement ultérieur du drainage dans la cluse des Hôpitaux a été beaucoup plus rapide que dans la vallée affluente du ruisseau d'Oncieu; par suite l'appel au vide et la désorganisation karstique devaient déjà intervenir sur le Plan d'Evosges quand l'érosion subaérienne se poursuivait encore sur le plateau de Résinand, contribuant à son abaissement.

Enfin, plus à l'Ouest encore, dans la vallée de la Caline, que nous examinerons plus en détail à propos de la morphologie finipliocène, on rencontre d'autres indices d'une vallée affluente plus élevée que la vallée actuelle et remontant probablement au début du Pliocène. C'est d'abord le palier qui renferme vers 600 m. le hameau

de Charvieux et qui interrompt la continuité de la pente du thalweg entre la section supérieure de la Caline et la gorge étroite qui mène à Conand. Ce palier aux formes douces est suspendu au-dessus de la gorge par une rupture de pente qui est même soulignée par une chute d'eau. Il semble qu'il s'agisse d'une trace de vallée mûre non encore entamée par l'érosion régressive. Sans doute se prolonge-t-elle à l'aval dans la vallée suspendue au-dessus de la Caline (ph. 16) que l'on observe vers 500 m. au Nord d'Espierre et qui avait déjà été signalée par J.-B. Martin [113]. Il y aurait eu ici non pas recusement de la vallée pliocène inférieure, mais abandon de cette vallée, maintenant suspendue, au profit d'un tracé situé plus à l'Ouest. Enfin, peut-être faut-il rattacher à ce système de formes du Pliocène inférieur le plateau ondulé de Blanaz qui, vers 490-500 m., recoupe l'Oxfordien, le Callovien et le Bathonien supérieur et nivèle en partie la faille. L'abaissement essez sensible des altitudes pourrait s'expliquer par l'inconsistance d'une partie des matériaux déblayés et par la proximité de la cluse de l'Albarine et de la plaine d'Ambérieu.

Il y avait ainsi, au Pliocène inférieur, un réseau hydrographique organisé et hiérarchisé en fonction d'un écoulement transversal et qui peut être considéré comme la première ébauche de la cluse et de ses vallées affluentes actuelles.

6° *Le Valromey.*

Rappelons d'abord quels sont les traits essentiels du paysage (7). Orienté Nord-Sud, nettement délimité à l'Est et à l'Ouest par les deux puissantes chaînes de Cormaranche-Planachat et du Grand Colombier, le Valromey l'est aussi au Sud par un accident de relief de bien moindre ampleur sans doute, mais cependant très net, l'escarpement qui de Belmont à Talissieu domine la plaine d'Artemare et fait de l'extrémité méridionale du val un véritable plateau suspendu (ph. 24). Il n'en est pas de même au Nord où les limites sont plus difficiles à saisir, où il est parfois malaisé de savoir où commence vraiment le Valromey. Si en effet aucun doute n'est permis au Nord et au Nord-Est d'Hotonnes où le val se termine brutalement contre le rebord méridional élevé et escarpé du plateau de Retord, que dire de la vallée du Sérán en amont de Ruffieu qui, de ce côté, prolonge le val sans dénivellation brusque? Sommes-nous encore en Valromey? Il s'agit toujours bien sûr de la vallée du Sérán, mais précisément, il s'agit d'elle seule, d'une vallée de dimension normale, à peine large de 2 km., et non plus du large plateau entaillé par les gorges du Sérán et de ses affluents qu'est le Valromey.

A la vérité, le Valromey proprement dit commence là où, vers Ruffieu et Hotonnes, le plateau de Retord disparaît subitement pour laisser la place à une zone déprimée, là où la vallée du Sérán se transforme brutalement en un bas plateau qui n'est nullement axé sur la gorge de ce ruisseau. Nous avons vu d'ailleurs (1^{re} partie —

(7) Carte géologique au 1/80.000° - feuille de Nantua. 1/80.000° : Nantua N.E. et S.E. - 1/50.000° : Saint-Rambert et Belley.

Chap. II) que les relations tectoniques entre le Retord et le Valromey, quoique difficiles à observer en raison du placage glaciaire continu qui tapisse la région, sont complexes : un accident transversal important, flexure ou dislocation, sépare ces deux zones, d'Hotonnes au col de Richemond. Au Nord de cet accident nous quittons le Valromey pour la vallée supérieure du Séran qui pénètre profondément dans le haut pays de Retord et permet d'y accéder assez aisément; le paysage change et devient plus sévère: les cultures et les habitations, également nombreuses dans le Valromey, se clairsemment et cèdent la place aux friches et aux pâturages de plus en plus fréquents; les horizons, si larges vers Champagne, sont vite bornés ici par la sombre futaie des Moussières et les feuillus qui garnissent les pentes raides de l'Est. Ce n'est plus le bon pays où la faible altitude et l'ensoleillement prolongé permettent aux céréales de mûrir aisément, à la vigne même de garnir les coteaux d'Hostel et de Chavornay; l'ombre du Retord s'étend déjà sur la haute vallée et c'est sans doute par inadvertance que le dessinateur a pu, sur la carte de Nantua au 1/80.000^e, recouvrir du nom de « Valromey » non seulement la vallée supérieure du Séran, mais encore le plateau du Retord. S'il n'est pas interdit de rattacher au val proprement dit la haute vallée du Séran où l'on peut suivre certaines formes topographiques déjà rencontrées plus au Sud, il conviendra néanmoins de bien marquer toujours la distinction.

Le trait essentiel du Valromey, vu du col de Richemond ou des pentes de la Rochette, est l'étendue de cette zone déprimée. C'est à peine si l'on peut parler de val tant les dimensions sont imposantes: 15 km. de long sans compter la haute vallée du Séran et, ce qui est encore plus extraordinaire, 5 à 6 km. de large, beaucoup plus que le val du Rhône entre Colombier et Gros Foug. Ce n'est pas val qu'il faudrait dire, mais plutôt bas plateau effondré, encastré dans de vigoureux plissements et entaillé par les gorges où s'encaissent le Séran et ses affluents: cette impression se trouve d'ailleurs confirmée, nous l'avons vu, par l'étude de la tectonique qui révèle l'existence d'un bloc rigide effondré. En outre, contrairement à ce qui se passe dans les autres vaux bugistes, l'unité hydrographique n'existe que dans la partie Nord du Valromey; au Sud d'une ligne joignant Charancin à Lochieu, le Séran n'est plus le seul cours d'eau à collecter les eaux du val; deux autres torrents, presque aussi importants par leur débit et la profondeur des gorges qu'ils ont creusées, coulent parallèlement à lui et se partagent le drainage de la partie méridionale de ce bas plateau: l'Arvière et le ruisseau de Laval. S'il est vrai que ces torrents sont bien des affluents du Séran, c'est en dehors du Valromey, dans la plaine d'Artemare, que se fait la confluence. Nous sommes donc en présence d'une importante zone déprimée, de la plus belle vallée longitudinale du Bugey. Son importance a toujours été reconnue au cours de l'histoire puisqu'elle a conservé, à travers les siècles, son nom particulier de Valromey: quel autre val possède une telle personnalité ?

Si les conditions tectoniques locales, la présence d'un large synclinal en fond de baquet qui ne fait que refléter l'existence en profondeur d'un bloc effondré du socle, expliquent pour une large

part le développement de cette ample zone déprimée, on peut légitimement penser que l'érosion, sous des formes sans doute multiples, a contribué, elle aussi, à sa formation. Il est d'autant plus probable qu'elle y a laissé des traces de morsures, diverses et plus ou moins étendues suivant les phases de son action dans le passé, que le Valromey ne se présente nullement comme un secteur isolé depuis longtemps des artères principales du réseau hydrographique, comme le Retord ou même le val d'Hauteville; il s'ouvre au contraire largement vers le Sud par une façade qui, des rochers du Sérémont à l'Ouest aux contreforts du Colombier à l'Est, n'a pas moins de 7 km. Ce n'est certes pas le petit escarpement situé au Nord d'Artemare qui peut en faire un plateau isolé car, s'il existe des résurgences en contre-bas comme la source de Saint-Martin, la majeure partie des eaux s'échappent du val à l'air libre, que ce soit par une gorge déjà sciée profondément comme pour l'Arvière et le ruisseau de Laval ou par la belle et haute cascade de Cerveyrieu pour le Séran (ph. 24).

Le Valromey est donc en relation aisée — et ceci est d'ailleurs tout aussi vrai du point de vue humain que du point de vue physique — avec la proche vallée du Rhône (Culoz n'est qu'à 7 km. de l'extrémité Sud du val) et la cluse composée des Hôpitaux qui a livré passage à d'importants écoulements tantôt fluviatiles et tantôt glaciaires; et surtout, par delà ces proches débouchés, le Valromey est étroitement relié à la vaste région déprimée du Bas-Bugey qui a toujours servi de niveau de base aux remontées d'érosion dans les massifs voisins et où l'on relève des traces certaines d'érosion pliocène. Dès lors n'est-il pas légitime de rechercher dans un val aussi bien relié au réseau hydrographique général et aux plaines du Bas-Dauphiné des traces d'un système organisé de vallées pliocènes étagées comme celles qui ont déjà été relevées dans le reste du Bugey? Il sera nécessaire d'examiner aussi les raccordements possibles de ces traces de vallées pliocènes avec les indices d'anciens écoulements que présentent la cluse des Hôpitaux et le bassin de Belley tout proches.

Mais bien des obstacles gênent l'observation, qui résultent de certains caractères de la structure et de la morphologie du Valromey et introduisent des différences notables entre le Valromey et les vallées bugistes déjà analysées.

Un premier obstacle, — et non des moindres —, est constitué par l'abondance du placage morainique dans toute l'étendue du val. Il y a comme un ennoyage des formes du relief sous l'accumulation des moraines abandonnées par le glacier; sauf en bordure de la gorge du Séran, à l'Ouest de Songieu, et dans le Sud et le Sud-Ouest où la présence de l'Urgonien et du Valanginien durs se décèle aisément par l'existence d'escarpements et de versants raides, partout ailleurs les lignes du paysage sont comme adoucies et empâtées par les terrains fluvio-glaciaires friables et peu homogènes, donc faciles à modeler. Ainsi à l'Est de Songieu et au Nord de Brénaz où ondulent de nombreuses et molles collines aux pentes convexes, dans ce relief sans lignes directrices l'œil a grand peine à apercevoir un ressaut, léger mais continu, qui se suit du Nord au Sud, à l'Ouest des hameaux de Sothonod et Larnin. Le placage morainique qui recou-

vre les terrains en place a adouci les ressauts topographiques qu'une phase d'érosion précédente a pu inscrire dans le paysage; il est susceptible de dissimuler à l'observation les replats, traces de versants de vallées antérieures, qui apparaissent au contraire très nettement dans d'autres vallées moins envahies par les accumulations glaciaires ou débarrassées de ces placages par une érosion plus active.

Une fois le replat décelé malgré l'empâtement glaciaire, il convient aussi de tenir compte, au moins approximativement, de l'épaisseur de la couverture morainique, pour apprécier la véritable altitude de l'éventuelle vallée pliocène. La raison de cette abondance de moraines qui confère à la plupart des paysages du Valromey leur mollesse et leur fraîcheur est assez évidente: la large ouverture du val vers le Sud, conséquence du dispositif tectonique, à proximité de la vallée du Rhône, a permis à une importante langue glaciaire affluente du glacier rhodanien de remonter le Valromey et d'y apporter une masse de matériaux considérable. Ce travail s'est trouvé renforcé du fait que la langue glaciaire alpine a dû rencontrer dans le val des glaciers locaux issus de régions assez élevées et étendues, Retord, Colombier, Cormaranche-Planachat, pour justifier par eux seuls un apport important de moraines.

Aux matériaux apportés par les glaciers, il convient d'ajouter, comme autre élément de gêne pour l'observation des traces de vallées antérieures, la présence probable d'un remblaiement pliocène dont il doit subsister au moins des lambeaux. Ces cailloutis ne sont pas en général faciles à distinguer des galets morainiques, car ils ont dû être le plus souvent repris par le glacier venu les recouvrir et incorporés dans la moraine; peut-être discerne-t-on leur présence en certains endroits du Valromey, à la base du glaciaire, où ils seraient reconnaissables, comme ailleurs dans le Bugey, à leur aplatissement plus marqué que lorsqu'il s'agit de galets roulés morainiques. Mais surtout nous verrons plus loin que certains aspects morphologiques du val ne peuvent s'expliquer que par la présence d'un remblaiement postérieur au paroxysme de plissement pontien, datant donc du Pliocène inférieur. Les restes de ce remblaiement, en grande partie évacué par l'érosion de la fin du Pliocène, se conjuguent avec les placages morainiques pour masquer les témoins d'un ancien système d'érosion.

Il faut signaler aussi une autre cause d'erreurs possibles dans la reconstitution des thalwegs et versants d'anciennes vallées: cette cause résulte du dispositif des terrains et des conditions structurales qui existent d'ailleurs plus ou moins dans tous les synclinaux de la partie orientale du Jura méridional, mais qui sont particulièrement caractéristiques ici. Il s'agit avant tout de la structure de synclinal en fond de baquet qui fait que les terrains, presque verticaux sur les bords du synclinal et même à contre-pendage sur les flancs orientaux, du fait du déversement vers l'Ouest des anticlinaux voisins, s'étaient horizontalement ou subhorizontalement dans la majeure partie du synclinal, à peine dérangés parfois par de brèves ondulations locales. Il s'agit aussi de la présence de deux terrains durs et assez épais, susceptibles d'apparaître sur de grandes étendues: l'Urgonien et, à un moindre degré, le Valanginien. Le fait est parti-

culièrement frappant dans le Valromey où l'on voit, dans la partie méridionale, les terrains affleurer sur de très vastes étendues: Hauterivien marneux depuis Charancin jusqu'au Sud de Virieu-le-Petit sur toute la largeur du val; Urgonien dur qui affleure aussi bien à Nérieu, au N.-W. de Belmont, qu'entre l'Arvière et le Laval. Dans la partie septentrionale du val, il en est de même, car, si le placage glaciaire s'étend sur de vastes étendues, il n'est pas toujours très épais et c'est en réalité l'Urgonien qui constitue le soubassement d'une partie du plateau de Songieu. Aussi sera-t-il nécessaire de faire preuve d'une grande prudence car de nombreux replats pourront bien n'être que d'authentiques surfaces structurales. Bien sûr, il est possible que dans certains cas il y ait coïncidence de pareilles tables structurales avec d'anciens écoulements fluviaux qui auraient ainsi difficilement érodé un banc dur. Mais en pareil cas, en l'absence de dépôts de cailloutis, il n'est pas possible de tenir un tel replat pour un témoin valable de morphologie pliocène.

Les conditions tectoniques constituent en outre une cause indirecte de difficultés dans l'identification certaine de replats et de traces d'anciennes vallées pliocènes. On a vu en effet (2^e Partie — Chapitre IV) qu'il est possible de retrouver dans le Valromey des lambeaux de surfaces d'érosion pré-burdigaliennes, fossilisées par des dépôts de grès burdigaliens et par suite identifiabiles. Que ces surfaces, qui tronquent les différents terrains crétacés du synclinal, puissent être en certains points des surfaces d'abrasion marine et ailleurs de véritables surfaces d'érosion subaérienne n'importe pas ici. Ce qui compte, c'est que des aplanissements d'âge ancien aient pu se réaliser en Valromey et être fossilisés par des dépôts de molasse burdigalienne, eux-mêmes conservés grâce à l'effondrement de ce bloc rigide qui semble avoir toujours joué dans le sens de l'affaissement. Ces aplanissements ont été fossilisés d'abord par le Burdigalien, puis très probablement par les cailloutis pliocènes. L'érosion du Pliocène supérieur, déclenchée par un soulèvement du Jura répondant à la surrection alpine, a déblayé les matériaux de remblaiement entassés après les mouvements principaux du Pontien et retrouvé en certains points les anciennes surfaces qu'elle a exhumées. On voit par là que le rôle joué par l'érosion relativement récente du Pliocène s'en trouve diminué puisque deux phases d'érosion d'âge bien différent (oligocène et pliocène) se sont conjuguées pour réaliser les aplanissements que nous avons sous les yeux. Le plan d'érosion du Pliocène supérieur a retrouvé dans certains districts les vieilles surfaces pré-burdigaliennes et les a remaniées, ce qui fait que nous avons affaire en réalité à des surfaces polygéniques; ainsi se justifie l'extension anormale de certains replats, véritables plateaux, qui ne pourraient s'expliquer autrement. La conservation en profondeur d'anciennes surfaces fossiles pré-burdigaliennes est donc un fait important pour l'explication des formes aplanies.

Enfin, il faut tenir compte du râclément opéré par les glaciers: leur action peut en effet contribuer à expliquer l'extension très grande prise par certains plateaux, celui de Songieu par exemple qui occupe toute la partie N.-E. du val. Il ne faut pas oublier en effet que, dans ce val largement ouvert et remonté par une langue

importante affluente du glacier du Rhône, le travail de râcllement a dû être actif, surtout sur le fond, tandis que sur les bords le dépôt des moraines dont nous avons vu plus haut les conséquences l'emportait souvent sur l'érosion : que l'on compare pour s'en persuader la minceur du placage glaciaire sur le plateau de Songieu avec l'importance des dépôts morainiques accrochés aux pentes du versant Sud du plateau de Retord et traversés par la route d'Hotonnes au col de Richemond. L'érosion glaciaire quaternaire a pu ainsi façonner de larges surfaces aplanies et en augmenter l'extension : par là se trouve encore amplifié le polygénisme des replats du Valromey puisqu'au remaniement de surfaces oligo-miocènes par l'érosion du Pliocène supérieur s'ajoutent encore les retouches des glaciers quaternaires.

NIVEAU PLIOCÈNE INFÉRIEUR

Si l'on contemple le Valromey du haut d'un belvédère comme celui de la Madone située au Nord du Petit-Abergement ou encore du haut du col de la Lèbe ou du versant occidental du Colombier, ce qui frappe, outre les dimensions du val déjà notées, c'est l'existence de gradins ou mieux de banquettes étagées, s'abaissant en général régulièrement et insensiblement vers le Sud, comme le Séran lui-même, et disposées de part et d'autre de ce torrent. Se développant parfois au point de devenir de véritables plateaux, comme nous l'avons vu pour les environs de Songieu, ces banquettes ont été profondément entaillées par des gorges qui ne laissent pas de loin deviner les torrents, Séran, Arvières, Laval, et leurs affluents. D'où l'impression déjà notée de vallées multiples, de plateaux disséqués avec éperons de terrains tournés vers le Sud, plutôt que de val unique.

A y regarder de plus près, si l'on met à part des terrasses discontinues, proches du thalweg du Séran et visiblement quaternaires, qui seront étudiées dans un autre chapitre, deux séries de banquettes étagées, d'importance très inégale d'ailleurs, retiennent l'attention : elles ont été déjà remarquées et décrites par J.-B. Martin [113]. Une première série de replats peu étendus, discontinus, développés surtout sur le versant oriental du Valromey où ils portent entre autres les hameaux de Sothonod, Larnin, Méraléaz et Bordèze, s'abaissant de 900 m. à 600 m. environ au Sud-Est ; ils sont le plus souvent recouverts au N.-E. d'un placage glaciaire qui empâte le ressaut qui les borde à l'Ouest ; sur le versant occidental du val les replats correspondants sont très rares et beaucoup moins nets. En contre-bas s'étend une deuxième série de gradins de nature bien différente : il s'agit de banquettes beaucoup plus développées et continues, visibles aussi bien sur la rive droite que sur la rive gauche du Séran et qui portent la majeure partie des cultures et presque tous les villages du Valromey ; véritables petits plateaux, séparés par des vallées sèches peu profondes au Nord, par des torrents plus encaissés au Sud, ces banquettes se rencontrent non seulement près des versants du Grand Colombier et du Planachat, mais encore au centre même du val ; elles s'abaissent aussi régulièrement vers le Sud, mais se

tiennent à une altitude plus basse de 700 m. au Nord à 450 m. environ au Sud. Dans ce chapitre consacré au niveau pliocène inférieur nous ne nous occuperons que de la première série de replats, la plus élevée, dont le façonnement paraît remonter à cette phase d'érosion.

Examinons d'abord les aplanissements du versant oriental puisqu'aussi bien c'est de ce côté que sont réalisées les formes de replats les plus nombreuses et les plus nettes.

Dans la vallée supérieure du Séran (8) en dehors du Valromey proprement dit, on en rencontre déjà quelques-uns. Entre le pont des Abergements et celui de la route de Ruffieu à Hotonnes le Séran, sans couler dans une gorge comme plus en amont, est cependant encaissé entre des replats, plus nets en réalité qu'ils n'apparaissent sur la carte au 1/80.000^e, et utilisés par les deux routes de la vallée. Celui de la rive gauche qui s'abaisse de 800 à 760 m. entre le Grand-Abergement et le hameau de La Rivoire au N. N.-W d'Hottonnes est particulièrement net. Laissons-le cependant de côté pour le moment car son altitude trop basse ne permet pas de le raccorder aux replats observés en aval et par suite de le ranger, au moins dans son aspect actuel, parmi les formes de même catégorie. En revanche, on peut sans doute retenir comme témoin valable d'une vallée pliocène moins creusée le replat situé entre les granges de Prafond et Panchaux, au N.-E. du Grand Abergement, et qu'escalade la petite route conduisant aux Plans d'Hottonnes : cet aplanissement de médiocre étendue, dont l'altitude oscille entre 990 et 970 m., recoupe les couches du Jurassique supérieur (Kimmeridgien, Portlandien, Purbeckien) en pendage vers l'Est, vers la prolongation méridionale du synclinal de La Manche; il est vrai que l'on peut se demander si le rebord occidental de ce replat n'a pas une origine tectonique car il coïncide en partie avec une faille N./N.W. - S./S.E. soulevant le compartiment oriental. On ne peut en dire autant en revanche d'un autre aplanissement, celui qui porte les maisons de La Sècha et La Raie, droit au nord d'Hottonnes : situé aux alentours de 960-970 m., s'abaissant aussi en pente douce vers le Sud, ce replat s'inscrit en effet à la fois sur le Portlandien et sur l'Astartien et nivèle la faille qui sépare ces deux couches.

Ces replats inclinés régulièrement du Nord au Sud semblent bien être les témoins d'une ancienne vallée du Séran moins creusée que l'actuelle et faire ainsi partie d'un système de formes topographiques hiérarchisées, modelées en fonction d'un réseau hydrographique cohérent qui n'a pu apparaître qu'après les derniers plissements importants du Pontien. Peut-être assuraient-ils autrefois (avant le Pliocène supérieur?) la liaison avec les hautes vallées du Retord, aujourd'hui karstifiées et isolées, comme celle de Pralidet et de La Manche: il a pu y avoir pendant une brève période drainage d'une partie du Retord dans cette direction encore que, nous l'avons vu (cf. 2^e Partie — Chap. IV), un drainage vers l'Ouest/Sud-Ouest, vers le col de la Cheminée et le val de Brénod, ait paru avoir existé auparavant. Enfin, si l'altitude de ces replats peut sembler élevée

(8) 1/80.000^e : Nantua N.E. et S.E. - 1/50.000^e : Saint-Rambert.

par rapport à celle des formes rencontrées dans le reste du Bugey et rapportées à la même phase d'érosion, il faut sans doute songer à l'existence de l'accident tectonique transversal Ruffieu-Hotennes-col de Richemond qui sert de limite septentrionale au Valromey proprement dit. Il n'est pas interdit de penser que cet accident, visiblement miocène, ait pu rejouer lors des derniers mouvements du Pliocène supérieur qui paraissent avoir eu surtout une résultante verticale : un soulèvement plus accentué a pu se produire au Nord de cet accident, affectant non seulement le Retord mais peut-être aussi la haute vallée du Sérán, entraînant de ce fait une fragmentation du système de replats du Pliocène inférieur et expliquant par là même l'altitude assez élevée des replats d'amont.

Dans le Valromey proprement dit (9) c'est dans l'angle N.E., non loin du passage occidental du col de Richemond, que se rencontre le premier d'une série de replats qui frangent la base des versants de la chaîne du Colombier. Le terme de replat est peut-être d'ailleurs un peu exagéré pour désigner la pente très adoucie du versant situé au-dessus de La Clavière (920 m.), et empruntée un moment par la route d'Hotennes au col de Richemond ; néanmoins le contraste est vif entre cette esquisse de banquette et le versant abrupt qui la domine ou dévale en contre-bas. On retrouve d'ailleurs, tout près de là, au S./S.E., un autre fragment de replat, moins incliné celui-là, à l'ouest de Grange Ronger, le long de la route de Sothonod (914 m.), qui paraît bien prolonger celui de La Clavière, légèrement plus bas seulement, ce qui est normal étant donné la distance qui les sépare. Certes ces replats sont exigus et empâtés en partie par le placage morainique ; mais, fait précieux, ce placage n'est pas encore continu comme il le sera plus au Sud : il laisse affleurer ici et là la roche en place, permettant ainsi de se faire une opinion sur la nature des replats. Il apparaît en effet que la surface topographique recoupe, sous la moraine, des couches du Crétacé inférieur et du Jurassique supérieur, fortement redressées et ployées dans cette bordure orientale du Valromey qui est contiguë au grand accident du pli déversé du Colombier : il s'agit donc de morsures d'érosion peu étendues mais cependant réelles.

Plus au sud les placages glaciaires gênent considérablement l'observation. Pourtant par endroits des replats apparaissent, peu larges, mais cependant plus développés que vers La Clavière ; ils jalonnent la base du versant du Colombier, séparés les uns des autres par des ravins le plus souvent asséchés ; peut-être sont-ils plus nombreux et plus continus au sud de Brénaz, au point d'évoquer une véritable banquette, ainsi de part et d'autre de l'Arvière. D'ailleurs l'accumulation glaciaire n'est pas telle que l'on ne puisse voir nulle part avec netteté la bordure occidentale de ces replats ; parfois la rupture de pente est encore bien visible sous la pellicule de galets et de boues : c'est le cas du talus que l'on discerne fort bien entre le plateau de Songieu et le replat qui porte le village de Sothonod. Il semble évident que la couverture morainique se modèle sur des

(9) 1/80.000° : Nantua S.E. - 1/50.000° : Saint-Rambert et Belley.

replats antérieurs aux glaciations quaternaires et ne fait que refléter leurs formes. Quant à l'hypothèse d'une terrasse fluvio-glaciaire, elle paraît ne pouvoir être retenue pour deux raisons : à cette altitude (700 à 900 m.) le placage fluvio-glaciaire est trop peu épais pour qu'une véritable terrasse puisse y avoir été modelée tout entière ; et d'autre part cette même altitude est certainement trop élevée pour que le rebord des replats corresponde au versant d'une vallée fluvio-glaciaire, ce genre de vallée se rencontrant dans le Bugey beaucoup plus près des thalwegs actuels.

Du Nord au Sud, on peut ranger dans ce système de formes le replat qui, vers 865-870 m., porte le hameau de Sothonod et, nous l'avons vu, se laisse facilement discerner du plateau de Songieu par la présence d'un talus net, quoique sans raideur, sous le placage glaciaire ; la roche en place n'apparaît pas ; mais il y a de fortes chances pour que ce replat qui prolonge celui de la Clavelière et s'y relie si facilement par l'altitude appartienne à la même catégorie de formes. Il en est de même du replat situé immédiatement à l'Est et au-dessus de Larnin, très mal indiqué sur la carte d'Etat-Major (d'ailleurs souvent inexacte ici), mais très net dans la réalité (820 m. environ). Plus au Sud, la topographie devient un moment assez confuse, à l'Est de Brénaz où de petits ravins dissèquent le versant du Colombier. Mais ensuite c'est une vraie banquette qui apparaît, inclinée en pente régulière vers le Sud jusqu'à la cluse de l'Arvière et dont l'altitude diminue de 770 à 750 m. environ : déjà signalée pour sa netteté par J.B. Martin [113], elle s'allonge sur plus de 2 km. de long, nullement interrompue par des ravins, et porte de nombreuses cultures qui justifient la présence des deux hameaux de Méraléaz et Bordèze (fig. 23). Il est vrai que vers Bordèze on voit affleurer l'Hauterivien en deux endroits distants de 7 à 800 m., l'un de l'autre, ce qui pourrait donner à penser que ce terrain est subhorizontal et le replat purement structural ; mais la présence d'une tache de Valanginien, réapparaissant au Nord de la banquette à l'Ouest de l'Hauterivien, et aussi la comparaison avec ce qui se passe au-dessus de Virieu-le-Petit, permettent d'affirmer que les couches crétacées sont ondulées localement et même ployées. Il est légitime de considérer cette banquette de Méraléaz-Bordèze comme une forme d'érosion.

Entre Arvière et ruisseau de Laval on trouve la continuation de cette banquette dans le replat, plus exigu cette fois, qui domine à l'Est Virieu-le-Petit. Contrairement en effet à ce que pense J.-B. Martin ce n'est pas le petit plateau qui, vers 620-630 m., porte le village de Virieu lui-même et s'étend un peu à l'Ouest, qui continue la série des replats observés en amont : la différence de niveau serait difficilement concevable. Au contraire, quand on suit la petite route qui, de Virieu-le-Petit grimpe aux granges de Fromentel on constate, aux alentours du second lacet et vers la bifurcation du chemin conduisant au Pont-du-Fau, que la pente s'adoucit fortement, que même un petit replat apparaît vers 740-720 m., or c'est à cet endroit précisément que se produisent les ploiements et replis des terrains du Crétacé inférieur et du Jurassique supérieur, auxquels il a été fait allusion plus haut et qui annoncent le synclinal molassique énergiquement plissé des Echarmelles, à l'Est de Charaillin. On voit ici

le replat trancher un anticlinal secondaire de Purbeckien qui sépare l'anticlinal du Colombier du synclinal en fond de baquet du Valromey : en dépit de son exigüité et bien qu'il soit en partie masqué par le revêtement morainique ce replat semble bien continuer la série des aplanissements que l'on suit sur le versant oriental du Valromey depuis La Clavière.

Enfin, au Sud de la cluse du ruisseau de Brançon (10), il est peut-être possible de retrouver encore des traces de cette période d'érosion près du débouché du val, encore que les faits puissent ici prêter à discussion. Quand on emprunte le petit chemin qui va du hameau de Dasin à la prairie des Echarmelles sur le versant occidental du Colombier, la montée se fait d'abord très raide dans un sol très boueux qui représente la moraine latérale abondante ici. Puis vers 620-625 m. la pente se ralentit brusquement : nous voici arrivés à hauteur d'une série de replats qui représentent les lambeaux d'une banquette, échancrée par de petits ravins et bordée à l'Ouest par le talus très raide que l'on vient de graver. Au premier examen il semble que nous soyons en présence d'une terrasse fluvio-glaciaire, peut-être postérieure au maximum würmien. Pourtant s'agit-il uniquement d'une forme d'érosion quaternaire ? On peut en douter car immédiatement après, vers 630 m., la roche en place, probablement le Valanginien, apparaît, représentant le flanc occidental de l'étroit synclinal des Echarmelles au contact du synclinal du Valromey. Il est donc vraisemblable que le placage morainique se modèle sur un replat pré-glaciaire qui paraît continuer celui qui domine Virieu-le-Petit. Si le relief dans son aspect actuel ne reproduit pas exactement les traits de la morphologie du Pliocène inférieur, celle-ci existe virtuellement sous une pellicule morainique et exerce encore son influence sur le modelé actuel. Il s'agit cependant de faits qui ne sont pas établis avec certitude et il faut se montrer d'autant plus prudent que le talus pourrait avoir en partie pour origine la dislocation ou flexure rapide qui doit exister entre le synclinal étroit des Echarmelles et le synclinal en fond de baquet du Valromey.

Plus en aval en revanche les replats qui, vers 580 m., dominent à l'Est le hameau de Charaillin au-dessus d'un talus très raide, recourent les couches crétacées redressées de façon très visible : ici la couverture morainique a disparu et ne gêne plus l'observation ; l'aplanissement ne peut donc prêter à discussion. Peut-être cela nous autorise-t-il à considérer comme valable le replat douteux observé entre Dasin et Les Echarmelles, étant donné la continuité naturelle qui paraît exister avec celui de Charaillin. Quant à la différence d'altitude très sensible qui se manifeste entre la banquette de Méraléaz-Bordèze (plus de 700 m.) et les replats situés au Sud de l'Arvière, sans doute faut-il y voir le résultat d'une fragmentation ultérieure, sous l'influence des fractures qui se sont vraisemblablement produites au Pliocène supérieur : on a vu précisément, à propos de l'étude du style tectonique du Valromey (1^{re} Partie — Chap.

(10) 1/20.000° : Belley n° 4.

II), qu'une dislocation transversale a dû abaisser la partie du Valromey située au Sud de la ligne Passin-Lochieu. Il n'est pas étonnant que les traces latérales d'érosion antérieure s'en soient trouvées affectées.

Tout au long du versant oriental du Valromey apparaissent ainsi des lambeaux d'aplanissements dont l'altitude diminue du Nord au Sud, comme le thalweg du Séran, et qui peuvent être des témoins d'un ancien drainage. Retrouve-t-on sur le versant occidental les mêmes indices ?

Dans la section supérieure de la vallée du Séran (11), au replat observé entre Prafond et Panchaux sur la rive gauche, correspondent peut-être pour une part les aplanissements qui, vers 900 m. d'altitude, portent le hameau de Jalinard : le Kimmeridgien, en dépit de son large affleurement, semble bien en effet avoir été entamé par l'érosion et la surface topographique ne descend pas vers l'Est comme le pendage des couches. Mais, si l'altitude peut inciter à ranger ce replat parmi les formes d'érosion façonnées après le Pontien, il semble pourtant que son origine soit plus complexe et plus ancienne. Nous avons vu (2^e Partie — Chap. V) que la région du col de la Cheminée et ses abords représentaient très vraisemblablement des entailles vindoboniennes, déformées bien entendu ultérieurement, creusées dans de vieilles surfaces d'érosion (ou sans doute plutôt d'abrasion) d'âge oligo-miocène et avaient peut-être ensuite été utilisées et remaniées par des écoulements fluviatiles pontiens de direction Est-Ouest, en provenance de la section transversale du Séran supérieur. Il est possible que la phase d'érosion du Pliocène inférieur ait encore apporté des retouches à ces formes déjà complexes ; mais on ne saurait la rendre seule responsable de l'élaboration de ce replat vraiment polygénique.

Plus en aval la surface aplanie de Jalinard se continue par un replat incliné régulièrement vers le Sud, suivi par la route de Brénod au Petit-Abergement ; ce replat se termine brusquement, vers 870-860 m., juste au Sud de la Madone. Le talus que la route descend en lacets serrés, paraît représenter une rupture de pente cyclique entre ce replat du Pliocène inférieur et les banquettes de 790 m. et moins qui, s'abaissant vers Ruffieu et Lompnieu, s'apparentent, nous le verrons plus loin, aux formes du Pliocène supérieur. En tout cas le replat qui porte la Madone n'est nullement une forme structurale car l'on voit la surface topographique trancher les terrains du Kimmeridgien en pendage de 15 à 20° vers l'Est. Il y a donc bien trace d'un ancien fond de vallée assez évasée, recouverte par la gorge au fond de laquelle coule maintenant le Séran.

Quant au Valromey proprement dit (12) il offre sur son versant occidental beaucoup moins de formes aplanies que sur le versant du Colombier ; elles sont en outre encore plus exiguës. Presque partout le versant du Planachat descend d'une seule traite jusqu'aux plateaux inférieurs qui occupent la majeure partie du Valromey et qui

(11) 1/80.000° : Nantua S.E. — 1/50.000° : Saint-Rambert.

(12) 1/80.000° : Nantua S.E. 1/50.000° : Saint-Rambert et Belley.



Photo 25

Formes de creusement fini-pliocènes (400 mètres) en bordure de la plaine du Rhône : la combe monoclinale oxfordienne traversée par le chemin du lac de Crotel à Arandon, entre le crêt rauracien à droite et le noyau bathonien de l'anticlinal à gauche. Noter les deux cluses suspendues à travers le crêt. Au fond, forme lourde de la Montagne de Saint-Benoît, peu entamée par l'érosion.



Photo 26

Formes structurales dans la région de Veitrier (Mont Landard, Ouest du lac du Bourget) : de gauche à droite, crête bathonien dominant le Rhône, doublé d'un escarpement de faille probable, combes monoclinales callovienne et oxfordienne séparées par un crêt, dû à un niveau dur de l'oxfordien inférieur ; enfin, crêt rauracien du Landard. Au fond, le Grand-Colombier enneigé et le Signal de Cuermes.

sont nettement plus récents. A quoi est due cette quasi-absence de replats ? Peut-être faut-il l'attribuer à une érosion glaciaire plus active sur le bord occidental, érosion qui aurait rongé la base des versants du Planachat en les redressant et en faisant disparaître des replats, peut-être plus nombreux autrefois. En effet la langue affluente du glacier du Rhône, venant du S.E. et attaquant d'ailleurs en oblique le versant méridional du Colombier suivant la ligne Béon-Talissieu-Chavornay, où l'on observe un véritable pan coupé, a dû se diriger vers le N.W. et rôder vigoureusement de ce côté, en butant contre le Planachat sous l'effet de son impulsion, avant d'être en somme canalisée par le val qu'elle remontait. A l'Est au contraire il y aurait eu en quelque sorte un angle mort et l'accumulation l'aurait emporté sur l'érosion, ce qui aurait permis aux restes de la morphologie pliocène d'être mieux conservés.

Parmi les restes probables d'une phase d'érosion datant du début du Pliocène on peut sans doute ranger quelques petits replats situés au N.W. de Ruffieu sous le col de Valorse. Le plus net porte les quelques maisons de Buisson ; un autre, plus septentrional, s'observe à l'Est du hameau des Loges, près de la route du Petit Abergement à Champdor par le col de Cuvillat ; un autre enfin interrompt un moment la descente du versant du Planachat, à peu près à hauteur de la Grange de Chavanne, non loin de Ruffieu. L'altitude de ces replats oscille autour de 800 m., celui des Loges étant un peu plus haut. Topographiquement leur aspect est assez net en dépit de leurs dimensions modestes. Toutefois, il convient de se montrer prudent. Les terrains durs, Kimmeridgien et Portlandien, affleurent en effet sur d'assez larges étendues et l'on peut deviner que la retombée orientale de l'anticlinal de Cormaranche-Planachat présente en certains points des « genoux » susceptibles de déterminer dans le relief l'apparition de formes structurales (fig. 23). Le replat de Buisson s'inscrit bien à la fois sur le Portlandien et le Kimmeridgien, ce qui tendrait à prouver que les couches sont recoupées par la surface topographique. Cependant, si l'on accepte de ranger ces replats parmi les formes du Pliocène inférieur, c'est surtout à cause de l'analogie d'altitude et de situation qu'ils présentent avec les petits aplanissements observés de l'autre côté du Valromey sur le versant du Colombier.

Il en est un peu de même pour les replats, plus étendus cette fois, que l'on observe dans la partie Sud-Ouest du Valromey, sous le col de la Lèbe, vers Charancin et Saint-Maurice. Depuis la Grange de Chavanne jusqu'à Charancin aucun replat n'interrompt la continuité du versant de la Rochette, planté de magnifiques sapinières qui déferlent jusqu'à proximité de la grand'route, si ce n'est le petit plateau de la Grange de la Rochette, manifestement structural et d'ailleurs très élevé (900 m. environ). Cependant au Sud de Sutrieu, tandis que les banquettes suivies par la route s'abaissent sensiblement en direction de Fitignieu (560 m.), on voit se dessiner au pied du versant occidental un petit plateau qui, encore exigü vers le hameau de Cossonod, s'élargit au Sud, porte les maisons et les cultures du village de Charancin et se prolonge immédiatement à l'Est du hameau de Saint-Maurice. Passant de 700 m. environ vers Charan-

cin à 680 m. à l'Est de Saint-Maurice, ces replats correspondent bien par l'altitude et l'aspect à ceux qui ont été relevés au pied du Colomvieu vers Bordèze et à l'Est de Virieu-le-Petit: ils paraissent déjà de ce fait pouvoir être rangés dans la même catégorie de formes. En outre ici, le dispositif des terrains n'incite pas à y voir de pures formes structurales: si en effet l'Hauterivien plus ou moins recouvert de placages glaciaires, s'étale largement, il faut remarquer d'abord qu'il s'agit d'un calcaire marneux qui n'est guère susceptible d'arrêter le creusement du fait de sa résistance; il faut observer aussi que ce terrain est parfois assez entamé et n'a plus son épaisseur, en particulier au village même de Charancin et immédiatement à l'Est de Saint-Maurice. Certes le rebord du plateau à l'Est de Charancin est peu net et présente une pente s'abaissant doucement vers Fitignieu au lieu d'un talus raide: il est possible qu'ici la topographie suive le pendage vers l'Est de l'Hauterivien. Mais ailleurs, comme vers Blanod, le manque de netteté du rebord oriental du replat est dû avant tout au placage morainique qui brouille les faits en empâtant les traits du paysage et en dissimulant les lignes de la morphologie antérieure aux glaciations. On peut admettre que s'ils sont localement influencés par la structure, ces replats reflètent bien dans l'ensemble une morphologie ancienne et témoignent de l'existence de morsures d'érosion remontant au début du Pliocène.

A l'extrémité S.-W. du Valromey (13) la topographie offre maints exemples de replats bien développés qui sont comme les gradins d'un escalier entre le Séran et le versant de la Forêt de Gervais. Mais on doit faire preuve d'une grande prudence, car à de rares et douteuses exceptions près, il ne s'agit pas de formes d'érosion. Peut-être est-il encore possible de tenir pour valable un replat exigu que l'on traverse, vers 620 m., quand on suit la petite route de Vogland à Nérieu: l'Hauterivien est sans doute subhorizontal, mais il est nettement entamé par l'érosion. Il s'agit de plus, nous l'avons vu, d'un calcaire marneux, qui porte de nombreuses cultures, faisant avec les bois et les friches de l'Urgonien alentour un contraste très vif. Même si ce replat est valable, il est fort exigu et ne compte guère dans le paysage d'ensemble.

Aucun doute n'est possible par contre sur la nature du plateau étendu qui, vers 700 m., domine à l'Ouest le replat précédent et porte les terroirs des hameaux de Nérieu et Bioléaz. Sous les placages glaciaires qui apportent la fertilité, l'Urgonien dur s'étale, subhorizontal dans le sens Est/Ouest; il affleure d'ailleurs en quelques points et constitue sur la bordure Est du plateau les petits escarpements entre lesquels s'insinue la route de Vogland à Nérieu (ph. 24). Nous avons donc de toute évidence sous les yeux un replat structural, recouvert de moraines latérales, que la résistance de l'Urgonien a protégé de l'érosion. Le caractère structural de ce plateau est encore mis en évidence par le fait que, loin de diminuer en altitude vers le Sud comme cela devrait être le cas s'il s'agissait d'une forme d'érosion en rapport avec d'anciens écoulements, il s'élève au contraire

dans cette direction depuis Bioléaz, tout comme l'Urgonien qui lui sert de support. Si l'on se réfère à ce qui a été dit plus haut des plateaux de Charancin et Saint-Maurice, on constate ainsi qu'entre ce dernier hameau et Bioléaz on passe d'un replat d'érosion entaillé dans l'Hauterivien à une forme purement structurale, le plateau de Nérieu, réalisée sur l'Urgonien.

Avant de s'interroger sur l'origine et l'âge de tous ces replats on peut se demander s'il convient ou non de leur rattacher les grandes plates-formes du Nord-Est du Valromey, telle que le plateau de Songieu. Si l'altitude de ce plateau est inférieure (750 m. en moyenne) à celle des formes précédemment étudiées, on peut en effet songer à en rendre responsables un abaissement tectonique possible au Pliocène supérieur au Sud de l'accident Hotonnes-Col de Richemond. Mais c'est surtout l'étendue de cette plate-forme qui peut, au premier abord, inciter à y reconnaître une forme d'érosion assez ancienne, seule capable de réaliser un aplanissement aussi vaste. Il faudrait concevoir en ce cas que l'érosion se serait exercée avec beaucoup plus de vigueur au centre du val que sur les bords et que les replats de Sothonod et Larnin situés à l'Est, contemporains du plateau de Songieu, ne seraient que les traces de versants de cette vallée. Nous verrons pourtant (14) que cette vue ne correspond pas à la réalité. Il est possible qu'en certains points le creusement ultérieur ait été relativement faible et qu'une phase d'érosion plus tardive ait trouvé ici son action facilitée par le travail d'une époque précédente. Mais dans l'ensemble, le remaniement et l'abaissement ont été tels que l'on ne peut reconnaître, dans les formes actuelles, le résultat du travail de la seule et même phase d'érosion qui a façonné les aplanissements plus élevés étudiés jusque-là: le talus qui sépare le plateau de Songieu des replats de Sothonod et Larnin constitue bien une réalité et paraît un ressaut cyclique séparant deux formes d'âge différent. Les dimensions du plateau de Songieu peuvent s'expliquer par d'autres considérations, sur lesquelles nous reviendrons (14).

Quel témoignage nous apportent les replats élevés observés ici et là sur les versants du Valromey et quelle date, au moins approximative, fixer à leur façonnement? Il faut partir du trait fondamental de tous ces replats, qui est leur étroitesse, et ceci dans une vallée qui représente pourtant maintenant le plus large val du Jura méridional (car le bassin de Belley, encore plus vaste, n'est pas seulement un val et déborde largement le synclinal molassique). On serait en droit, semble-t-il, de s'attendre à y rencontrer des morsures anciennes plus étendues. Cette exigüité des replats élevés conduit à penser qu'en Valromey, au début du Pliocène, le remblaiement l'a emporté sur le creusement à cause de la profondeur déjà grande en elle-même du synclinal qui correspond à un bloc très abaissé. Il y aurait eu à cette époque moins approfondissement d'une vallée que remplissage d'un fossé. Nous avons vu déjà, au début de cette étude du Valromey, que l'on peut déceler sous les placages glaciaires des lambeaux d'un

(14) Cf. *infra*. chap. VI - B - 6°.

remblaiement pliocène qui a dû être évacué en grande partie par la vague d'érosion déclenchée par le soulèvement pliocène supérieur mais dont certains éléments, demeurés en place, ont été remaniés par le travail des glaciers et incorporés aux moraines. L'origine de cet important remblaiement doit être recherchée dans la présence toute proche d'une chaîne particulièrement élevée et de volume considérable, le Colombier, et d'un plateau très étendu, le Retord, dont la démolition partielle après le plissement pontien a dû déverser une abondante masse de débris dans le Valromey voisin; on ne doit pas négliger non plus la chaîne aplanie et burinée de Cormaranche-Planachat, qui a certainement fourni une bonne part des matériaux. Ceux-ci sont venus submerger le val profondément déprimé et l'ont sans doute comblé jusqu'à une altitude élevée: il faut certainement moins rechercher ici des traces de fonds de vallées remontant au début du Pliocène qu'imaginer à cette époque une grande surface de remblaiement. Cette situation offre de grandes analogies avec le val de la Combe du Val, où les conditions étaient presque semblables, du moins à cette époque reculée, car nous verrons que l'évolution ultérieure a été quelque peu différente: ici comme aux environs de Condamine et d'Izenave le val était alors empâté de matériaux détritiques.

Que représentent donc les replats exigus qui s'abaissent assez régulièrement de 850 à 600 m.? Sans doute de faibles morsures de l'érosion réalisées en liaison avec la surface de remblaiement, sur laquelle devaient couler plusieurs torrents et même rouler des nappes d'eau, sortes de sheet floods succédant aux pluies violentes, si l'on admet, ce qui paraît probable, que le climat régnant au Pliocène était de type subtropical. Mais le caractère essentiellement friable et peu homogène des matériaux détritiques faisait que la surface de remblaiement a dû être facilement aplanie et même s'abaisser assez rapidement vers l'aval. On ne peut en dire autant de la roche en place, Jurassique supérieur et Crétacé, le plus souvent constituée par des terrains durs et parfois très redressés, offrant à l'érosion latérale une grande résistance: ainsi peut s'expliquer l'exiguïté des replats dans le sens Est-Ouest. Les morsures entaillées dans la roche en place devaient fatalement s'opposer, par leurs dimensions modestes, aux larges aplanissements réalisés sur les cailloutis arrachés aux chaînes voisines: elles rappellent dans une certaine mesure les petites encoches creusées jadis sur les versants du Molard de Don, avec cette différence toutefois que l'érosion, plus active en Valromey, a creusé davantage les versants et y a modelé des replats. Peut-être même faut-il concevoir que ces replats sont les restes de versants de vallées individualisées, installées sur les bords de la surface de remblaiement et séparées au centre par une zone un peu plus élevée: cette hypothèse est impossible à vérifier mais n'est pas improbable étant donné la largeur de la dépression.

On peut maintenant essayer de dater approximativement ces replats. Il ne semble pas possible de suivre J.-B. Martin [113], au moins en ce qui concerne les replats supérieurs envisagés, quand il écrit que ces aplanissements sont uniquement des traces de l'érosion glaciaire et que le gradin supérieur, c'est-à-dire les replats étudiés

dans ce chapitre, remonte à la phase Mindel-Riss. L'altitude de ces replats semble en effet trop élevée pour que l'on puisse y voir seulement les restes d'une vallée fluvio-glaciaire, même ancienne, si l'on se réfère aux enseignements des vallées alpestres. En outre, pareille conception a l'inconvénient de ne pas tenir compte de la période d'érosion et de remblaiement pliocène qui, on en a des preuves par ailleurs, est loin d'avoir été négligeable dans le Jura méridional. En fait un remblaiement aussi important que celui qui a été évoqué plus haut n'a pu se produire qu'après la phase principale de plissement et de surrection du Pontien; de plus, l'altitude des replats et celle de la surface de remblaiement qu'ils supposent correspondent à celle des formes post-pontiennes que l'on rencontre dans les autres parties du Haut-Bugey. Pour ces raisons il semble que l'on soit fondé à affirmer que ces étroites morsures d'érosion ont été réalisées au Pliocène inférieur.

Mais alors le problème se pose du débouché vers le Sud de la vallée au plutôt sans doute des vallées multiples qui occupaient le val du Pliocène inférieur. On a vu en effet que l'altitude des replats les plus méridionaux, tant à l'Est qu'à l'Ouest, vers Charaillin et Saint-Maurice, oscille autour de 600-650 m. Or, les replats qui, dans la partie orientale de la Cluse des Hôpitaux, paraissent dater du Pliocène inférieur, tels ceux de la région de Préveyzieux et Armix, se tiennent aux alentours de 750 à 800 m. Dès lors si notre datation est exacte et si l'altitude des aplanissements du Sud du Valromey n'a pas été ensuite considérablement abaissée par le travail des glaciers quaternaires, il faut bien admettre l'impossibilité de concevoir un écoulement continu de l'Est vers l'Ouest tout au long de la Cluse des Hôpitaux, de Virieu-le-Grand à Ambérieu. L'observation du Valromey nous conduit donc à penser qu'au Pliocène inférieur l'unité de la cluse n'existait pas et que deux écoulements, dirigés en sens contraire et séparés par un seuil, la parcouraient, c'est-à-dire en somme que les conditions actuelles se trouvaient alors déjà réalisées, avec cette différence fort importante il est vrai, que les vallées divergentes étaient loin d'être aussi profondément creusées.

Quant au drainage du Valromey lui-même, force est bien d'admettre qu'il trouvait son débouché vers le Sud, dans le Bas-Bugey. Il est probable d'ailleurs que l'épais remblaiement du val se prolongeait par un remblaiement presque aussi important remplissant le bassin de Belley et les vallées affluentes et empâtant les reliefs au point de recouvrir les chaînes peu élevées: ainsi peut-on s'expliquer l'impossibilité de distinguer en de nombreux endroits du Bas-Bugey les traces des deux phases d'érosion pliocène, alors qu'il est relativement aisé de le faire dans le Haut-Bugey. La surface de remblaiement, — et par suite les rivières qui la parcouraient —, s'inclinait vraisemblablement vers le Bas-Dauphiné, où l'on trouve des cailloutis pliocènes atteignant encore près de 500 m. d'altitude dans la région de Bourgoin (feuille de Chambéry): il n'est pas interdit de penser qu'au delà de ces zones d'épandage les cours d'eau rejoignaient le golfe pliocène de Givors et le bras de mer Rhodanien.

CHAPITRE IV

A. — LES HAUTS NIVEAUX DU PLIOCÈNE INFÉRIEUR (Fin)

II. — BORDURE OCCIDENTALE ET BAS-BUGEY

1° *Caractères généraux.*

Le plissement pontien a été plus violent à l'Est qu'à l'Ouest et surtout il a été accompagné d'un soulèvement beaucoup plus marqué dans le Bugey central et oriental que dans le Revermont et le Bugey occidental. Il est naturel par suite que le drainage d'ensemble du Jura méridional ait été désormais dirigé vers l'Ouest et que les traces de cet ancien drainage soient situées à des altitudes inférieures dans la bordure occidentale. De fait une analyse morphologique de détail et l'observation des divers replats de versants conduisent à penser que, dans la bordure occidentale, les replats dont l'altitude est voisine de 600 m. peuvent être rangés parmi les traces de ce système de drainage du Pliocène inférieur. La même remarque peut être faite dans le Bas-Bugey, en particulier dans la bordure orientale du bassin de Belley. L'étude de cette bordure et des grandes vallées montre en effet que le Bas-Bugey a toujours été une zone de subsidence et que le drainage vers le Sud ou le Sud-Ouest a été assuré de bonne heure par d'importants écoulements d'eau ayant préludé au Rhône actuel. Il s'agissait d'une région proche du niveau de base et placée dans les mêmes conditions que la bordure occidentale du Bugey et le Revermont.

Il faut signaler enfin que, dans certains chaînons peu élevés du Bugey central comme les Joux Blanches au Nord de La Cluse ou même les Monts Berthiant, la morphologie pliocène présente une grande complexité. On observe une certaine confusion, dans ce secteur, entre les traces du niveau du Pliocène inférieur et celles d'un niveau plus récent, immédiatement pré-glaciaire, qui sera étudié dans le chapitre suivant. Tout se passe comme si les replats témoins du cycle du Pliocène inférieur avaient été ramenés ici dans le plan d'érosion du cycle suivant. On peut expliquer ce fait en alléguant que l'enfoncement des vallées aussitôt après le plissement pontien est dû à un soulèvement plus accentué à l'Est qu'à l'Ouest, tandis

que, comme nous le verrons, à la fin du Pliocène la baisse de niveau et l'assèchement du lac bressan ont dû jouer leur rôle dans le creusement des vallées, à côté de l'influence du soulèvement alpin. Par suite l'enfoncement des thalwegs, plus sensible vers l'aval, a dû diminuer vers l'amont et, au centre du Jura, les traces de ces deux cycles ont pu se confondre.

2° Joux-Blanches et Monts Berthiant (1).

C'est ce qui se produit, semble-t-il, sur la bordure orientale des Monts Berthiant. Nous avons vu que sur le versant Est des Joux-Blanches, entre Oyonnax et La Cluse, il était parfois difficile de distinguer les aplanissements remontant au Pliocène inférieur des replats et encoches plus frais qui appartiennent manifestement à une période de creusement plus récente. Les dénivellations entre les deux catégories de formes étaient déjà fort peu importantes. Elles disparaissent à peu près sur le versant des Berthiant qui domine la vallée de l'Oignin et la vallée sèche de Volognat à Peyriat (fig. 29). Ici en effet, en contre-bas des sommets, sans aucun gradin intermédiaire, on constate la présence vers 600-630 m. d'une surface d'aplanissement qui paraît bien développée pour être l'œuvre du seul cycle pliocène supérieur qui, nous le verrons, n'a pas tellement mordu sur les versants. Il s'agit du replat très large qui s'étend au Nord et au Sud du village de Mornay et qui prend parfois l'allure d'une vallée longitudinale, très peu creusée par rapport aux sommets peu élevés qui la bordent à l'Est. La route nationale 79, de La Cluse à Bourg par Berthiant, traverse cette surface plane au Nord/Nord-Ouest de Grange-Roche au-dessus de la rampe très dure de Nurieux. A l'emplacement même du village de Mornay, ce petit plateau qui tranche un dôme anticlinal de Bajocien puis les terrains d'un léger synclinal Bathonien apparaît comme un replat typique, suspendu au-dessus du profond ravin de l'Enouz: au Nord du village, vers les dernières maisons, le thalweg de ce torrent marque une rupture de pente nettement cyclique. Que le niveau pliocène supérieur ait mordu ici à 600 m. d'altitude paraît incontestable. Mais il semble que l'ampleur prise par l'attaque immédiatement pré-glaciaire soit due au fait que, au Pliocène inférieur, existait déjà un aplanissement à un niveau légèrement plus élevé, si bien que les plans d'érosion des deux cycles pliocènes ont été presque confondus.

Quand on va en effet de Mornay à Crépiat vers le Nord, on remonte une vallée mûre, peu creusée en contre-bas des hauteurs orientales, qui s'élève doucement jusqu'à un seuil situé à 665 m. où l'on note la présence de cailloutis analogues à ceux rencontrés dans ce même type de formes du relief. De là, on passe dans la dépression mollement ondulée, aux formes étonnamment séniles, où sont logés les hameaux de Crépiat et d'Heyriat. Rien n'est plus curieux que le spectacle de cette dépression que ne dominent que très faiblement les sommets environnants, où l'hydrographie est indécise, l'érosion

(1) 1/80.000° : Saint-Claude S.E. et S.O. et Nantua N.O. — 1/50.000° : Nantua et Moirans.

assoupie et qui s'inscrit dans une région dont la tectonique est au contraire très tourmentée. Que cette dépression ait été remaniée à partir d'une encoche déjà esquissée avant le plissement pontien est fort possible. Que l'érosion karstique s'y soit ensuite installée en maîtresse au point de transformer la région en un petit bassin fermé est certain. Il n'en reste pas moins que cet ensemble de formes aplanies, situées vers 630-650 m., en contre-bas immédiat des sommets des Berthiant appartient au niveau d'érosion immédiatement post-pontien qui l'a modelé dans ses traits essentiels. Un peu au Nord-Est, vers Sonthonnax-la-Montagne, on observe de pareilles surfaces d'aplanissement dont l'altitude est légèrement supérieure à 600 m. qui se relie au plateau d'Heyriat et, par le seuil léger observé plus haut, à la vallée de Mornay. Or, c'est précisément l'altitude de la butte escarpée portant l'église de Mornay (644 m.), qui apparaît aujourd'hui comme une barre formée de calcaire rauracien, redressé à 60° vers l'Ouest et faillé. On peut dès lors penser que c'était là l'altitude du replat façonné au cours du cycle pliocène inférieur, en même temps que toute la série de formes observées au Nord; le cycle ultérieur, sur lequel nous reviendrons, n'aurait ainsi que légèrement recreusé à partir de ce replat et affouillé la vallée actuelle de Mornay en dégagant la barre qui porte l'église.

Avec le versant occidental des Monts Berthiant et leur bordure septentrionale (fig. 29), nous entrons dans une région où les traces du cycle pliocène inférieur deviennent distinctes des replats situés en contre-bas, immédiatement pré-glaciaires. Il s'agit en effet de la zone bordière de l'Ain ou du confluent Ain-Bienne et, le long de cette très ancienne artère de drainage, les vicissitudes de creusement et d'alluvionnement de la bordure bressane ont fait sentir très directement leurs effets, en particulier l'abaissement du niveau de base bressan de la fin du Pliocène. Sur le versant occidental des Monts Berthiant, on observe des formes étagées très nettes qui apparaissent bien dans la descente du col de Berthiant à Serrière-sur-Ain. Depuis les sommets, la route descend d'abord par un grand lacet sur un plateau dont l'altitude avoisine 600 m.; elle y marque un palier entre la petite route de Leyssard et la route occidentale de Solomiat. Puis c'est une longue descente dans la vallée longitudinale de Sonthonnax, à peine creusée, vers le hameau, en contre-bas d'un petit plateau à 420 m. environ, avant la rampe finale, d'ailleurs très rapide, par laquelle on accède au pont de Serrière.

Le palier supérieur doit seul pour l'instant retenir notre attention. Il s'agit d'un replat large de 700 m. à 1 km., allongé du N./N.-E. au S./S.-W., en contre-bas des sommets, à une altitude voisine de 600 m., mais qui s'abaisse légèrement vers le Sud. Echancré par des ruz profonds qui travaillent furieusement à partir du niveau de base très proche et très bas de l'Ain, comme le ruz de Bolozon et le Nard Fontaine au S.-E. de Serrière, ce replat bien développé porte le village de Napt, le hameau de Solomiat et se prolonge au Sud par le petit plateau dominant Leyssard à l'Ouest et Challes à l'Est; on peut lui rattacher les hauteurs, un peu plus élevées, de Très-le-Mont, au Nord de Bolozon. On serait peut-être tenté, dans une région de tectonique si tourmentée et faillée (c'est le faisceau « ultra-comtois »

de M. Glangeaud), de voir, dans ces replats bordés à l'Ouest par des abrupts, des formes directement influencées par la tectonique. A côté de telles formes structurales, comme la vallée où est logé Leysard, affouillée dans une bande plus tendre de Crétacé supérieur ou le talus qui domine à l'Est Napt, véritable escarpement de faille, le replat observé plus haut est bien une forme d'érosion. La surface du sol y recoupe les terrains crétacés et jurassiques, redressés vers l'Ouest à l'intérieur des bandes faillées, et surtout les dislocations ont été nivelées et le talus qui limite ce replat à l'Ouest ne correspond pas à l'une de ces fractures : on peut s'en rendre compte à Très-le-Mont, à Solomiat et au Sud-Ouest de Leyssard en particulier. Enfin n'est-ce pas vers Très-le-Mont, à l'Ouest de Napt, que l'on peut voir des dépôts de cailloutis, observés par J.-B. Martin, attestant le passage à cette altitude d'un cours pliocène de l'Ain. Il y a donc des formes structurales et des formes appalachiennes dégagées par une érosion plus récente. Mais il y a aussi des traces indéniables d'un ancien système de drainage qui s'est établi après le plissement pontien et, étant donné la largeur de ces surfaces d'aplanissement, il pourrait s'agir de restes du fond de l'ancienne vallée elle-même plus que de témoins d'un seul versant.

A ces replats du cycle pliocène inférieur se rattachent quelques encoches et aplanissements que l'on peut relever au Nord des Monts Berthiant, près du confluent Ain-Bienne. On est frappé en effet, quand on regarde la dernière cluse de la Bienne depuis la gare de Dortan-Lavancia, par la présence d'une encoche très nette dans la ligne de hauteurs qui porte le Bois de Publet au Sud du confluent. Cette encoche suspendue à 600 m. environ au-dessus de la vallée actuelle et même au-dessus de replats intermédiaires, se trouve juste dans le prolongement de la section amont Est/Ouest de la cluse entre Dortan et la cote 309. Il semble qu'elle ait livré passage à un ancien cours de la Bienne qui réalisait à cette époque (début du Pliocène) une percée plus directe à travers l'extrémité Nord des Monts Berthiant. Tout près de là, on note la présence de replats de versants qui rentrent dans ce système de formes : c'est le cas de lambeaux d'aplanissement situés à l'Ouest, et au-dessus de Maissiat, au débouché de la vallée de Bonaz-Veyriat dont le creusement remonte peut-être à cette époque, et aussi des replats de 600 m. qui s'inscrivent sur le versant de rive droite de la Bienne, un peu en amont, au Nord-Ouest de Lavancia, sous le Bois des Grandes Teppes.

3° *Haut-Bugey occidental et Revermont* (2).

Ces traces de vallées post-pontiennes, nous allons les retrouver sous forme de replats et d'encoches situés en contre-bas des sommets dans l'arrière-pays d'Ambérieu, zone de reliefs extrêmement variés, articulés et pittoresques qui s'étend entre l'Ain et le Veyron d'une part, la cluse des Hôpitaux d'autre part. Etant donné la proximité des plaines du sillon rhodanien, l'altitude de ces formes sera

(2) 1/80.000* : Saint-Claude S.O., Nantua N.O. et S.O. — 1/50.000* : Ambérieu, Bourg, Saint-Rambert, Nantua.

parfois plus basse, un peu inférieure à 600 m.; mais lorsque l'on descend des sommets, ce sont les premières formes d'aplanissement que l'on rencontre: il ne fait donc pas de doute qu'elles rentrent bien dans les témoins d'un système de drainage du Pliocène inférieur. Le sillon longitudinal qui s'allonge depuis Préau jusqu'à Nivollet et un peu plus au Sud, est à cet égard fort instructif (fig. 23). Bien sûr, il s'agit d'une lanière étroite et faillée d'Oxfordien, rentrant dans le style « ultra-comtois » de M. Glangeaud prolongé au Sud de Poncin. Nier l'influence qu'ont exercée cette bande de terrain marneux d'une part et les dislocations d'autre part sur le creusement post-pontien serait absurde. Il y a eu là, en quelque sorte, orientation du drainage par les facilités plus grandes d'affouillement qu'offraient ces terrains. Mais il est évident que le creusement de ce sillon, jalonné par les villages de Cornelle, Boyeux-Saint-Jérôme et Nivollet ne s'est pas fait en une seule fois.

On constate en effet qu'il est maintenant fragmenté en portions plus profondes, telles que celles de Saint-Jérôme et de Cornelle, drainées par les deux branches du Riez, séparées par des seuils dont l'altitude est voisine de 600 m., seuil portant le village de Nivollet, seuil de Boyeux et peut-être seuil du col de Montratier entre Châtillon et Préau. Ces seuils pourraient bien être les témoins d'une ancienne vallée post-pontienne continue qui aurait existé avant que l'érosion régressive des ruisseaux, remontant leurs têtes de sources depuis la plaine d'Ambronay, Riez et Oiselon, ait opéré des captures et fragmenté le sillon. L'altitude décroissante des seuils vers le Nord, plus de 600 m. à Nivollet, moins de 600 m. à Boyeux et 420 m. seulement au col de Montratier, permet peut-être même de reconstituer le sens primitif de l'écoulement, dirigé Sud-Nord, encore que dans l'altitude très basse du col de Montratier on soupçonne un remaniement par l'érosion du cycle suivant qui aurait recréusé le seuil originel. Il faut peut-être rattacher à ces témoins d'un ancien système de drainage le replat de 470 m. que l'on décele au-dessus de l'étroite cluse de Préau, à l'Est de la papeterie, et le seuil largement ouvert et cultivé qui sépare, vers 450 m., la hauteur aplanie et effilée cotée 552 m., du plateau situé au Nord de la Chartreuse d'Epierre (fig. 22). Ce drainage vers le Nord, en direction de la zone effondrée et tourmentée de Cerdon, n'aurait rien d'étonnant: ce district a dû jouer depuis longtemps le rôle d'une cuvette ayant attiré les écoulements, qu'ils viennent du Nord-Est, comme ce fut peut-être le cas pour les eaux de la cluse de Nantua, ou du Sud, comme c'est le cas ici. Il est possible toutefois qu'avant la reprise de mouvements tectoniques du Pliocène supérieur une partie des eaux du sillon ait déjà emprunté la vallée de l'Oiselon car, sur le versant de rive gauche de cette vallée, on note la présence de petits replats qui recoupent les terrains déversés vers l'Ouest et faillés, s'abaissent vers l'aval et peuvent être aisément reliés au seuil de Nivollet.

Le Revermont offre aussi des exemples de formes aplanies et de vallées entaillées dans les sommets qui témoignent de l'existence d'un drainage organisé après le plissement pontien. Seulement, nous sommes ici dans une région de reliefs peu élevés, si l'on excepte la bordure occidentale elle-même au-dessus de la Bresse; ce sera donc

à des altitudes nettement plus basses que nous rencontrerons ces formes-témoins. La Montagne de Corent est particulièrement riche en reliques de cette morphologie pliocène inférieure et J.-B. Martin l'avait choisie pour distinguer les traces de deux cycles d'érosion. Entre les deux voûtes rabotées par l'érosion qui appartiennent, nous l'avons vu, aux surfaces pré-pontiennes, s'étend une longue dépression longitudinale entaillée tantôt dans l'Oxfordien marneux au N./N.-E. du village de Grand Corent, tantôt dans le Kimeridgien plus calcaire au S./S.-W. de ce même village (fig. 35 et 36). Il y a donc indifférence relative à l'égard des facilités de creusement offertes par les terrains, et l'on ne saurait parler de relief appalachien dérivant purement et simplement de la surface supérieure d'érosion. La profondeur de la dépression est peu importante: située à 465 m. à hauteur de Grand Corent, elle n'est donc qu'à 80 m. sous le sommet de Pant-Loup et 30 m. à peine en contre-bas de l'extrémité Nord de la Montagne de Corent. Cette vallée dont le fond tranche les couches en pendage vers l'Est apparaît nettement suspendue au-dessus de la vallée sèche affluente du Suran qu'emprunte la route de Simandre à Grand Corent. La rupture de pente cyclique est bien visible, à l'Ouest de ce dernier village. On a ainsi sous les yeux trois générations de formes: la voûte de la Montagne de Corent, la vallée pliocène et la morsure de l'érosion récente qui remonte depuis le val du Suran.

Au-dessus de cette entaille fraîche, sur le versant occidental, entre Petit Corent et Grand Corent, on note d'ailleurs la présence de replats qui se relie à la dépression longitudinale et semblent témoigner d'un ancien fond de vallée modelé en fonction d'un remblaiement important du val du Suran ou même d'une ramification du lac bressan à son niveau le plus haut. Quant à la vallée qui s'étend entre la Montagne de Corent et le Mont Rosset, elle a été désorganisée par l'érosion karstique ultérieure et fragmentée en une série de petites dépressions fermées, peu creusées d'ailleurs, comme celle traversée par la route à l'Ouest de Grand Corent. On reconnaît cependant, au Sud-Ouest du village, une pente sensible vers le Sud, témoignant d'un drainage en direction du col du Tur (R.N, 79, 410 m.). On trouve d'ailleurs des cailloutis à faces aplanies et bords émoussés, mêlés à du glaciaire que la carte géologique qualifie de rissien-mindélien. Si l'on ajoute à cela la présence d'une encoche suspendue à 380 m. environ au-dessus du hameau de Noblens, encoche ouverte dans la partie méridionale de la Montagne de Corent et non figurée sur la carte d'Etat-Major (Nantua N.-O.), il faut bien conclure que nous sommes en présence d'un système de drainage organisé qui a laissé des marques très nettes dans les sommets et dont la mise en place est évidemment postérieure au plissement pontien. En outre à considérer l'alignement du col du Tur et de la trouée de Sénisiat, les altitudes légèrement décroissantes de ces deux passages (410 m. et 380 m. respectivement), on peut se demander si l'on n'a pas ici les traces d'un écoulement direct Est/Ouest vers le lac de Bresse au Pliocène inférieur, en un temps où le val du Suran, comme les vallées voisines, était remblayé par de fortes épaisseurs de débris. Les vallées longitudinales, comme celle de Grand Corent, et les combes auraient été dans ce cas des vallées affluentes de cette cou-

pure transversale et ce n'est qu'à la fin du Pliocène que le drainage aurait acquis ses aspects actuels.

4° *Molard de Don* (3).

La forme d'ensemble, lourde et trapue, du Molard de Don, résulte d'une érosion pré-pontienne prolongée qui a façonné une surface polygénique disloquée et basculée vers l'Est par le plissement pontien (cf. 2° Partie — Chap. III). Mais, dans le relief de détail si varié et d'ailleurs pittoresque du long versant occidental, il est possible de relever des traces nombreuses et bien développées de la phase d'érosion du Pliocène inférieur. Celles-ci se rencontrent d'abord dans la région de Marchamp, Lompnaz et Seillonaz dont on a une très bonne vue d'ensemble depuis la route du lac d'Ambléon à Innimont, sous ce village (ph. 12). Entre les lignes de hauteurs aux voûtes aplanies qui s'alignent, parallèles, du N.-W. au S.-E., on aperçoit en effet des dépressions longitudinales étagées. Laissons de côté pour l'instant celle où est logé le hameau de Crept, entre le Bois de Souhait et le Bois de Luide, et celle de Millieu et Lhuis qui lui correspond de l'autre côté de la Brivaz. Situées aux alentours de 400 m., ces vallées sont l'œuvre d'une érosion récente. Mais au-dessus un deuxième étage de dépression apparaît, dont l'altitude est comprise entre 550 et 600 m. (fig. 14 et 20). Ce sont la vallée de Seillonaz-Chosaz, encadrée par le Bois de Luide et le Bois de Chamantbuis, la vallée située à l'Ouest de Vercraz, entre les hauteurs cotées 636 et 651, enfin et surtout la grande dépression de Marchamp et Lompnaz.

Toutes ces vallées ont certes un tracé qui a été influencé par les dislocations N.-W./S.-E. qui hachent tout le versant occidental du Molard de Don. Ce ne sont pourtant pas des formes uniquement structurales. Leur fond tranche en effet les terrains les plus divers du Jurassique moyen et inférieur, en pendage souvent prononcé; parfois même, comme au N.-E. de Millieu, la dépression correspond à un anticlinal éventré jusqu'au Bathonien. En outre, leur horizontalité, la régularité de leurs altitudes qui n'oscillent que peu autour de 600 m. et le fait qu'elles sont suspendues au-dessus du ravin de la Brivaz et des dépressions plus occidentales, montrent bien qu'elles sont l'œuvre d'un cycle d'érosion qui ne peut être qu'immédiatement post-pontien, étant donné leur position par rapport aux sommets aplanis. Il y a eu de toute évidence un système de drainage différent du drainage actuel, des écoulements d'eau longitudinaux plus développés qu'aujourd'hui. D'ailleurs on soupçonne des captures dans le tracé coudé de ces rivières « en échelle », comme les dénommait si justement J. B. Martin, que sont la Brivaz et les deux branches de la Pernaz. Ne voit-on pas en effet des cluses abandonnées et suspendues comme celle de Millieu, en amont de laquelle des marécages brillent au soleil, indice d'un drainage indécis et d'une capture. Au contraire, la remontée de l'érosion récente par la cluse vive de la Brivaz se fait sentir par le léger encaissement du ruisseau à partir du Moulin de Cerin, encaissement qui va croissant jusqu'au ravin profond par

(3) 1/80.000° : Chambéry N.O. — 1/50.000° : Belley.

lequel la Brivaz s'échappe de la dépression de Marchamp. De part et d'autre de ce ruisseau encaissé apparaissent ainsi des replats qui sont au même niveau que la cluse morte de Millieu et remontent légèrement vers le Nord-Ouest, pour se raccorder à la partie un peu plus élevée (630-640 m.) de la vallée vers Lompnaz : il semblent témoigner de l'existence d'un ancien écoulement longitudinal dirigé du N.W. vers le S. E. utilisant sans doute la cluse de Millieu.

Une étude précise révélerait des faits analogues dans la région de Benonces, de la Pernaz et de la Rhéby. Il existe vraiment aux environs de 600 m. un réseau d'entailles bien développées. Elles se raccordent à des replats cycliques situés sur les versants des vallées actuellement drainées et sont assez organisées et hiérarchisées pour attester la réalité d'un cycle pliocène inférieur qui a suivi le plissement pontien. Nous en avons encore une autre preuve un peu plus au Sud, sur le versant occidental du Taintinet, avec l'encoche du lac de Crotel. Quand on va d'Arandon au lac, on observe en effet le même étagement de morsures cycliques pliocènes que dans la région de Marchamp. Vers 400 m. c'est une combe monoclinale oxfordienne et une cluse suspendue sur lesquelles nous reviendrons (ph. 25). Puis l'on s'élève sur un second gradin, suspendu au-dessus du précédent vers 600 m. sorte de plateau allongé du Nord-Ouest au Sud-Est, qui recoupe les couches bathoniennes redressées vers l'Est comme le Kimmeridgien redressé vers l'Ouest et nivèle une dislocation de grand rejet. Il y a ici une incontestable surface d'érosion subhorizontale dont on peut rapprocher les replats qui s'inscrivent au Sud, sur le versant de la Montagne de Saint-Benoît. Une attaque plus localisée et plus vigoureuse de l'érosion a creusé, légèrement en contrebas, l'encoche où le sombre lac de Crotel étale ses eaux dormantes que les herbes envahissent. La dislocation a guidé le travail de l'érosion ; la karstification est intervenue ensuite et a fait de l'encoche un petit bassin fermé qui évolue dans les calcaires fissurés du Bathonien. Tout respire l'assouplissement des forces érosives et la sénilité des formes. On ne se doute guère qu'à 300 m. de là le grand versant du Taintinet (fig. 15), fuit, abrupt, vers les profondeurs du bassin de Belley.

5° *Bordure orientale du Bassin de Belley* (4).

Sur la bordure Sud-Est du bassin de Belley, le Mont Tournier — et particulièrement son versant oriental — offrent des traces d'aplanissement que l'on peut ranger parmi les témoins du niveau pliocène inférieur. On les retrouve d'abord au Nord du col de la Cru-sille (route de Saint-Genis-sur-Guiers à Novalaise) et à l'Ouest/Sud-Ouest du village de Gerbaix (fig. 16 et 19). Il s'agit d'une région de relief très complexe dont il a déjà été question à propos des surfaces et encoches pré-pontiennes (cf. 2° partie - Chap. III) ; l'imprécision de la carte d'Etat-Major dans ce secteur (Chambéry S.E.) en rend l'étude encore plus difficile. Face au Mont Chaffaron et à la retombée

(4) 1/80.000° : Chambéry N.E. et S.E. — 1/50.000° : Belley, Chambéry et Rumilly.

orientale du Mont Tournier se dresse une petite cuesta, peu élevée, mais aux formes très nettes, morcelée par des entonnnoirs de percée conséquente dont certains sont encore drainés (les ruisseaux se réunissent pour former l'affluent Nord du lac d'Aiguebelette) ; elle est modelée dans la molasse burdigalienne dont certains niveaux sont gréseux, tandis qu'une étroite dépression subséquente affouillée dans la molasse aquitanienne jaune est suivie par la petite route des Brats au Col de la Crusille. Or les sommets de cette côte burdigalienne sont tranchés de façon très visible par un niveau d'érosion qui, plus à l'Ouest, au Sud de la voûte du Mont Chaffaron, s'inscrit aussi sur l'Aquitainien et peut être même sur les terrains jurassiques supérieurs (encoche suspendue par où passe la route allant du bassin fermé de La Latte aux Brats). Ce niveau se trouve à peu près à 600 m. dans la partie Sud de la côte burdigalienne, un peu plus élevé toutefois au Nord vers Mure. A l'Est, dans le val de Novalaise, on le retrouve vers 600-630 m., sur la molasse vindobonienne.

Ce niveau d'érosion, subhorizontal et par là même distinct des facettes inclinées et des encoches qui, nous l'avons vu, remontent à la période pré-pontienne, ne peut être que le niveau pliocène inférieur dont nous avons retrouvé des traces sur le versant occidental du Molard de Don. Il n'est pas interdit de penser toutefois que, sur la voûte même du Mont Tournier, la surface pré-pontienne, néogène, ait été parfois ramenée dans le plan d'érosion de ce niveau post-pontien, ce qui accentuerait encore son caractère polygénique puisqu'elle a elle-même remanié des lambeaux de surface pré-burdigalienne : c'est peut-être le cas de l'encoche largement développée de Saint-Maurice de Rotherens vers 650 m., séparée du plateau du Bornet par un ressaut très net (ce dernier représentant peut-être la surface néogène non remaniée) et qui se raccorde au plateau molassique du Bas-Dauphiné tout proche.

On rencontre aussi ce niveau pliocène inférieur de 600 m. plus au Nord, dans le val de Novalaise (fig. 19). Quand on vient de Yenne, en se dirigeant vers le Nord, après avoir parcouru dans les environs de Traize un plateau de 400 m. environ, on s'élève par un talus vigoureux entre Loisieux et Murger sur un plateau supérieur dont l'altitude se tient vers 650 m. Il recoupe les bancs stratifiés alternativement gréseux et sableux redressés vers l'Ouest (25° par endroits) de la molasse burdigalienne et vindobonienne. Ce plateau, entaillé de ravins profonds, constitue donc bien une surface d'érosion. En face vers l'Ouest, se trouve l'encoche des Malods-Botosel dans la voûte du Mont-Tournier et, là aussi, on peut se demander si cette encoche, façonnée avant le plissement pontien, n'a pas été remaniée postérieurement en fonction de la surface d'érosion molassique. La butte de molasse de 666 m., invoquée par M. Cholley [90] pour dater cette encoche comme étant fossilisée par la molasse, n'est pas située en effet en face même de l'encoche et les altitudes parfois plus basses du plateau molassique autorisent peut-être à parler de remaniement.

La cluse de Pierre-Châtel (ph. 32), par laquelle le Rhône se fraie un passage à travers l'anticlinal Parves — Mont-Tournier, est bordée de deux séries d'accidents qui semblent postérieurs au niveau immédiatement post-pontien : d'une part une cluse très étroite sus-

pendue à 300 m. environ, au Nord de la cluse actuelle et qui doit être quaternaire; d'autre part, vers 400 m. et plus, des replats assez amples, signalés par M. Cholley, qu'il est difficile toutefois de distinguer des bancs calcaires, subhorizontaux en cet endroit, et qui de toute façon paraissent bien se rapporter à un cycle fini-pliocène. Une critique serrée devra cependant être faite de ces témoins d'anciens écoulements.

Quant à la Montagne de Parves (fig. 17), au Nord de la cluse, elle offre des faits encore plus complexes sur son versant oriental. Quand on descend de Parves à Nattages par Drognin et Sorbier, on dévale d'abord une pente extrêmement rapide dans des ravins profonds et étroits qui découpent en véritables serres la retombée Est de la montagne. Mais vers Marchérieru on traverse une sorte de palier, représenté par une vallée plus large, au fond plat, dans laquelle s'est logé le hameau. Aussitôt à l'Est de Marchérieru, le thalweg présente une rupture de pente très nette, d'origine cyclique, qui marque la limite de la remontée d'érosion récente depuis le profond niveau de base du Rhône. Sur la rive droite de ce ravin, le long de la route de Marchérieru à Nattages, un petit replat prolonge au-dessus de la gorge le palier de Marchérieru et représente une trace de l'ancienne vallée mûre, recreusée vers l'aval. L'altitude de ce palier et du replat (410-400 m.) est trop basse pour qu'on puisse les ranger parmi les témoins du cycle pliocène inférieur. Mais ce palier est en rapport avec un large vallon qui s'élève en pente douce vers le Sud-Ouest, en direction du hameau de Nant (470 m. environ) et entame la voûte de la montagne de Parves qui atteint 530 à 630 m. Il est bordé à l'Est par de véritables crêts (cote 517 par exemple) tandis que le versant occidental présente une remontée moins forte vers la voûte de l'anticlinal. On peut se demander si le niveau pliocène inférieur n'est pas représenté par la surface subhorizontale qui tranche les crêts orientaux, s'incrit peut-être aussi en contre-bas du champ de tir et au S.W. de Nant, près de la voûte. Ce niveau se distinguerait des surfaces pré-pontiennes déformées, basculées vers l'Est (cf. 2^e Partie — Chap. III). Il aurait été lui-même remanié vers la tête du vallon (région de Nant) et entamé par la morsure de l'érosion de la fin du Pliocène.

CHAPITRE V

B. — LES BAS NIVEAUX DU PLIOCÈNE SUPÉRIEUR

De nombreuses vallées se trouvaient déjà façonnées et un réseau hydrographique cohérent organisé peut-être à la fin du Pliocène inférieur, en tout cas au Pliocène moyen. Mais ces vallées étaient modelées à une altitude bien supérieure à celle des vallées actuelles; en outre, les directions d'écoulement que nous avons cru déceler ne coïncidaient pas toujours avec celles que l'on observe aujourd'hui. Il a donc fallu qu'entre cette époque du début du Pliocène et l'ère actuelle intervienne un sérieux recreusement des vallées, accompagné parfois de changements dans le drainage, voire même de renversements. Remarquons toutefois que ces bouleversements du drainage sont loin d'avoir été aussi importants que le renversement complet de l'écoulement qu'avait déterminé le plissement paroxysmal du Pontien: il s'agit plutôt de remaniements de détail, de rupture des drainages transversaux dans certaines cluses. A quelles causes attribuer ce recreusement des vallées, à quelle époque le situer? Là aussi, les dépôts, rares ou ne renfermant pas de fossiles caractéristiques, ne peuvent renseigner. On doit une fois de plus faire appel aux données de l'histoire tectonique du Jura et surtout des régions voisines, Alpes et sillon rhodanien.

C'est à la fin du Pliocène qu'intervient le soulèvement en masse de la chaîne alpine qui devait provoquer un actif recreusement des vallées et faire d'une chaîne déjà usée la fière montagne aux sommets aigus que l'on connaît aujourd'hui. Il est naturel de penser que cet événement considérable a eu son retentissement sur le Jura si proche et même accolé aux Alpes dans la partie Sud-Est. Il en est résulté sans doute une nouvelle phase, peu importante, de dislocations et plissements tout locaux, qui s'est traduite par des décollements, surtout sur la bordure des synclinaux crétacés et par des phénomènes de « collapse structure » mis en évidence par M. Glangeaud [26]. Mais, plus encore que des plis locaux, le soulèvement de la masse alpine a entraîné une surrection, très atténuée il va sans dire, du Jura; c'est une réaction très normale dans une région où le socle et les blocs faillés ont toujours joué un rôle primordial. Bien entendu,

cette surrection a été beaucoup plus marquée dans la partie orientale où la haute chaîne a dû acquérir à peu près son altitude actuelle, comme les hauts plateaux des Molunes et Retord, que dans la partie occidentale, plus éloignée de la cause du soulèvement. Cependant, on peut voir encore des traces de cette surrection jusque dans la Forêt de Chaux où l'on observe des déformations du Pliocène, et dans le Jura méridional, vers Ambérieu où le Pliocène est redressé, faiblement il est vrai, contre la bordure du Jura [61].

Mais de ce côté intervenait un autre événement qui a dû contribuer au recreusement des vallées jurassiennes: c'est la vidange du dernier lac bressan qui se situe à la fin du Pliocène moyen. L'abaissement du niveau de base du sillon rhodanien devait solliciter un drainage vers l'Ouest. Ces deux causes combinées expliquent les différences d'altitudes absolues que l'on observe dans les traces du niveau du Pliocène supérieur: dans le Haut-Bugey c'est aux environs de 600 m. qu'on les rencontre, tandis que dans la bordure occidentale et le Bas-Bugey, elles se retrouvent vers 400 m. d'altitude. Dans la zone de contact, entre la bordure Ouest et le Haut-Bugey, vers les Monts Berthiant, là où était à peu près la limite de l'érosion régressive de la Bresse et où s'atténuait l'influence du soulèvement des régions orientales, nous avons vu que ces replats du Pliocène supérieur tendaient à se confondre avec les traces d'aplanissement du Pliocène inférieur: les plans d'érosion y semblent à peu près identiques. C'est pourquoi nous avons distingué, dans cette étude, d'une part le Haut-Bugey et d'autre part la bordure occidentale et le Bas-Bugey.

I. — HAUT-BUGEY

1° *Aspects d'ensemble.*

Le niveau d'érosion le moins élevé que nous ayons observé dans cette partie du Bugey, celui qui ne domine que faiblement le thalweg des vallées actuelles, — si l'on excepte les terrasses fluvio-glaciaires qui apparaissent ici et là —, se situe aux alentours de 550-600 m., souvent un peu au-dessous de cette altitude: nous verrons qu'il est susceptible de présenter des abaissements en certains points, là où des terrains plus tendres ou des conditions tectoniques spéciales ont favorisé le creusement des vallées. Ce niveau est bien représenté dans la partie occidentale du Haut-Bugey, dans la région avoisinant Oyonnax et La Cluse, là précisément où le drainage s'organisait dans ses directions définitives pour prendre les aspects qu'on lui voit actuellement: c'est ici peut-être que les remaniements des écoulements antérieurs ont été les plus importants. Mais on en trouve aussi des traces à l'intérieur de la masse montagnaise, dans la cluse de Nantua et les vallées affluentes, et à l'Est dans la Michaille et la région de Bellegarde où ce cycle pliocène supérieur a laissé une empreinte profonde et des marques nombreuses que n'a pas effacées le travail des grands glaciers quaternaires.

Ce niveau de 550-600 m. s'inscrit d'abord et surtout dans des replats entaillés dans les versants des vallées, particulièrement à l'Ouest. Ces replats sont nombreux, le plus souvent très nets et per-

mettent de reconstituer d'anciennes vallées de niveau supérieur aux vallées actuelles. Mais il y a une coupure franche entre le réseau de vallée antérieur et le système de vallées de la fin du Pliocène: les artères de drainage du début du Pliocène semblent avoir eu le temps d'évoluer jusqu'à la maturité et revêtent des aspects évasés, des formes parfois séniles. Au contraire, au Pliocène supérieur, les vallées apparaissent presque avec leur profondeur et leur étroitesse actuelles, vigoureusement incisées en contre-bas des sommets et des vallées mûres; de toute évidence ce cycle d'érosion a été assez bref et n'a pas permis une évolution très poussée. Les vicissitudes quaternaires, avec leurs alternatives de creusement et de remblaiement, ont mis fin à son évolution et l'affouillement des vallées jusqu'à leur altitude actuelle est alors intervenu; remarquons d'ailleurs que, dans les vallées affluentes, l'érosion récente ne s'est pas toujours fait sentir et que nous trouvons là, parfois intactes, ou presque, des formes pré-glaciaires fossilisées sous la couverture morainique.

Souvent en outre, on observe un abaissement systématique de ces replats dans deux directions différentes, dans des vallées où jusque-là on ne décelait qu'un seul sens d'écoulement des eaux. C'est la preuve que cette époque a vu le plus souvent le drainage s'organiser définitivement et acquérir ses aspects actuels. Si l'altitude de certains aplanissements dans les cluses paraît parfois un peu faible par rapport à la moyenne observée, il faut songer à l'action des glaciers qui, dans les vallées déjà bien creusées, ont raboté les fonds et pu ainsi réaliser des abaissments ultérieurs: ce peut être au moins le cas pour la cluse de Nantua et les vallées importantes comme celle de l'Ange. De plus, il est possible de relier à ces replats, et par suite aux thalwegs de 550 m. environ dont ils témoignent, des vallées affluentes qui débouchent à ces altitudes dans les principales artères de drainage, en particulier les petites combes monoclinales, les ruz et cluses suspendus que l'on observe entaillés vers 600 m. dans les chaînes du Haut-Bugey occidental. Parfois enfin, quand des conditions spéciales sont réunies, ce niveau pliocène supérieur s'inscrit sur des surfaces beaucoup plus amples que de simples replats, véritables plateaux qui tranchent, dans les vaux, les plis du crétacé: c'est le cas de la Michaille et peut-être de la plaine d'Oyonnax.

2° Cluse de Nantua et vallées affluentes (1).

C'est dans la Cluse de Nantua qu'apparaît le mieux le bouleversement du drainage antérieur et la naissance de deux écoulements en sens contraire à ce stade d'érosion. Seulement, le calibrage en auge de la vallée par le glacier quaternaire a été plus marqué dans la partie occidentale de cette cluse composée, peut-être à cause du coude à angle droit des Neyrolles qui ralentissait l'écoulement du glacier et stimulait le travail de sapement latéral. Quoi qu'il en soit,

(1) 1/80.000^e : Nantua N.O. et N.E. 1/50.000^e : Nantua et Saint-Julien en-Genevois.

vers Les Neyrolles et Nantua, on ne relève que peu de traces de replats et les parois de l'auge s'enlèvent presque partout d'un seul jet jusqu'aux surfaces aplanies de 800 m. et même souvent jusqu'aux sommets. D'ailleurs, l'éboulement qui amena plus tard la formation du lac de Silan en créant le barrage occidental a jeté la perturbation dans l'hydrographie de cette portion de la cluse. On doit toutefois mentionner au Nord/Nord-Est et au Sud des Neyrolles, deux replats exigus qui paraissent des indices d'un écoulement finipliocène dirigé vers l'Ouest. Il s'agit d'abord d'un nouveau palier qui, vers 580 m., au lieudit « Les Vignettes », s'interpose dans le ravin du Bief du Mont, déjà signalé à propos des niveaux pliocènes inférieurs, et qui recoupe les strates redressées presque à la verticale. Il s'agit ensuite d'un aplanissement très exigu qui lui correspond, à la même altitude, de l'autre côté de la cluse, à l'Ouest du Bief de Colliard, que nous avons déjà cité lui aussi: la petite route de Brénod aux Neyrolles utilise ce palier pour y effectuer son sixième lacet à partir de la ferme de Colliard. Il faut reconnaître toutefois que ces témoins d'une vallée finipliocène sont minces. Au contraire, dans la partie orientale à partir du Moulin-de-Charix, on observe des traces nombreuses d'un drainage vers l'Est que l'on peut rapporter au Pliocène supérieur.

Quand on remonte depuis la cluse le thalweg du ruisseau de Charix (fig. 32), on aperçoit immédiatement en amont du Moulin-de-Charix, une petite cascade (8 m.), cascade de la Planchette, par laquelle le ruisseau tombe dans le fond de la cluse. Au-dessus de ce léger ressaut s'étend, à 600-603 m., un petit palier de 150 m. de large et 2 à 300 m. de long qui tranche les couches valanginiennes et hauteriviennes du synclinal de Charix. Au delà de ce palier, le thalweg remonte brusquement par une forte rupture de pente jusqu'au niveau du val étudié dans le précédent chapitre. Le ruisseau tombe même à cet endroit par une grande cascade, non mentionnée d'ailleurs sur la carte d'Etat-Major (Nantua N.-E.). Il s'agit vraiment d'une encoche, légèrement suspendue au-dessus des marécages qui entourent la gare de Charix, et l'on peut se demander si ce palier où se rejoignent les routes venant du lac de Silan, des Plagnes et de Charix, n'est pas un reste du niveau pliocène supérieur de 600 m. qui se serait étendu jadis davantage dans cette partie culminante de la Cluse. On peut rattacher à cette encoche un replat qui apparaît à l'extrémité Sud-Est du val de Charix. Quand on observe cette région située au Nord-Est du Moulin-de-Charix depuis le fond de la cluse, on note en effet, au Nord de la cote 586, la présence d'une banquette structurale inclinée vers l'Ouest qui épouse fidèlement le pendage des couches (8 à 10°) mais à laquelle se substitue dans l'Est un replat d'érosion qui recoupe cette fois les terrains aux environs de 600 m. d'altitude.

Si les marécages de la gare de Charix et le lac de Silan se trouvent maintenant à 5 ou 8 m. en contre-bas (595 m.), il faut sans doute en rendre responsable le glacier qui aurait légèrement raboté le fond de la cluse et déterminé, après son retrait, la présence de la petite cascade du Moulin-de-Charix; le creusement glaciaire a dû

être d'ailleurs plus important puisque la roche en place n'apparaît pas ici et que le fond de la cluse a été remblayé jusqu'à l'altitude de 595 m. Nous aurions donc, dans cette région de la gare de Charix, une trace, légèrement abaissée au Quaternaire, du col à partir duquel ont dû commencer à diverger deux écoulements, préfigurant ainsi la situation actuelle. Il faut remarquer que l'érosion de ce cycle a peu mordu sur le val de Charix et qu'un raccord normal ne s'est pas établi avec le niveau général du val à 750 m.: la karstification partielle, sur les calcaires crétacés très fissurés, est sans doute responsable de cette faiblesse de l'érosion régressive et du caractère figé du val. Mais, tandis qu'à l'Ouest subsiste une hydrographie indécise avec les marécages de Charix-gare et le lac de Silan qui ne communique que souterrainement avec le lac de Nantua, à l'Est le Combet a recréusé depuis cette époque ainsi que la Semine inférieure. Aussi pouvons-nous nous attendre à trouver, de part et d'autre de ces rivières, des replats qui témoignent de l'existence de la vallée finipliocène qui se tenait à une altitude plus élevée.

De fait on note la présence d'assez nombreux replats sur les versants de la cluse, entre Charix-gare et Châtillon-de-Michaille, ainsi que dans quelques vallées adjacentes. Il y en a sur la rive gauche du Combet en amont de Saint-Germain-de-Joux, sous Les Chailley et le Bois de la Grange du Frêne, à une altitude comprise entre 590 et 550 m. On peut citer notamment sur le versant Nord de la vallée du Combet, le replat de la grange de Frébuge qui apparaît à l'altitude de 570 m. Ce replat est accidenté, il est vrai, de buttes molles dues à la présence de moraines en partie mentionnées sur la carte géologique de Nantua; mais ces moraines peuvent fort bien avoir été abandonnées sur un replat témoin d'une ancienne vallée finipliocène. On doit, semble-t-il, distinguer le replat en roche dure de Frébuge de la terrasse modelée dans les anciennes moraines que l'on observe, vers 540-550 m., sur la rive droite du Combet, en face Le Burlandier. Ces replats sont cependant sujets à caution, en raison de l'existence de bancs plus durs à l'intérieur du Kimmeridgien, subhorizontal en cet endroit.

Dans la région de Saint-Germain-de-Joux les faits sont plus complexes et plus délicats à interpréter. On y observe un étagement de formes aplanies multiples. Le village lui-même est bâti sur un delta aplati qui se tient aux alentours de 500/510 m., donc à + 35/45 m. au-dessus des thalwegs du Combet et de la Semine, et dont l'existence avait déjà été signalée par J.-B. Martin [113]. Au-dessus apparaissent les terrasses très aplanies, modelées dans le Glaciaire, de La Bâtie à l'Est de Saint-Germain-de-Joux et de Belleville au Sud, toutes deux se tenant à 530 m. soit à + 65 m. environ au-dessus du confluent des deux torrents. Les terrasses se continuent à l'Est par celle des Arsis, déjà citée par J.-B. Martin, et sur laquelle nous allons bientôt revenir. On note, sous la terrasse de La Bâtie, la présence de gros blocs, assez peu nombreux, enrobés dans une grande masse de sable, ce qui est un faciès morainique remaniant peut-être des éléments lacustres.

Au-dessus enfin, on relève deux catégories de formes: les unes sont des formes structurales pures et simples comme la plateforme

située sous Très Montréal à l'Ouest de Saint-Germain-de-Joux; les autres sont des morsures d'érosion dont certaines vers 800 m. remontent au Pliocène inférieur (régions de Lalleyriat et Marnod) tandis que d'autres, vers 570, comme le replat de la grange de Frébuge ne sont sans doute pas antérieures à la fin du Pliocène (fig. 26). Il faut ajouter à cela que l'on ne rencontre pas dans le fond de la cluse de glaciaire ancien, mais seulement des matériaux würmiens récents. Cela nous indique d'une part que la cluse ne devait guère être creusée à moins de 570 m. au Pliocène supérieur et que le ravin actuel est relativement récent et d'autre part que les glaces mindéliennes et rissiennes n'ont pas tellement recreusé les vallées, comme nous aurons l'occasion de le souligner quand nous étudierons les phénomènes glaciaires. La cluse serait surtout le fait des rivières du Pliocène inférieur et surtout supérieur; d'ailleurs, sauf vers le lac de Silan et surtout entre Les Neyrolles et La Cluse, il n'y a pas d'auge caractéristique. Il est possible que le glacier würmien qui a déposé les moraines frontales de Montréal-Nurieux-Saint-Martin-du-Fresne ait été surtout constitué par des glaces issues du Retord et de la Forêt des Moussières et que la langue glaciaire alpine affluente du glacier du Rhône qui remontait la cluse dans la région de Saint-Germain-de-Joux n'ait jamais été très épaisse et n'ait jamais eu un pouvoir d'érosion considérable.

Quoi qu'il en soit, non seulement le delta aplani du bourg de Saint-Germain (peut-être sous-lacustre dans une nappe d'eau éphémère retenue par des moraines au défilé des Crottes comme le suggérait J.-B. Martin) mais aussi les terrasses de La Bâtie et des Arsis sont des formes post-pliocènes que l'on doit relier sans doute à la terrasse de 540/550 m. observée en amont en face Le Burlandier. Il s'agit de témoins de fond de vallée inter-glaciaire, remaniant probablement des terrasses lacustres façonnées en fonction d'un lac éphémère établi à l'abri des moraines de Lancrans-Confort-Ballon, vers Bellegarde, ou de moraines plus proches barrant la cluse de Tacon. On observe en effet vers l'aval une interférence de niveaux subhorizontaux dont l'altitude relative au-dessus du thalweg augmente et de terrasses en pente longitudinale sensible.

Vers l'Est à la terrasse de La Bâtie, succède celle des Arsis qui est toujours à 530 m. d'altitude, donc cette fois à + 80 m. au moins au-dessus du thalweg de la Semine. Plus à l'Est de la ferme des Arsis, cette terrasse s'abaisse rapidement, sculptée dans une masse considérable de dépôts würmiens, et n'atteint plus que 500 m. en face de Tacon-bas, soit toujours + 75/80 m. au-dessus du thalweg, avant de se terminer contre l'escarpement occidental du Bois de Beloz. On doit lui rattacher de toute évidence la très belle terrasse bien aplaniée qui, au Sud de la Semine, porte le hameau de Tacon-haut, tandis qu'en contre-bas de cette terrasse des Arsis, en face de Tacon-bas, on note la présence, à + 10/15 m. au-dessus du thalweg, d'un lambeau de terrasse incliné et de toute évidence très récent que l'on peut sans doute raccorder au delta aplani de Saint-Germain-de-Joux (ici 440-450 m. environ). Pour en finir avec ces formes quaternaires que nous n'avons examinées que pour les distinguer des replats finipliocènes, signalons que l'on rencontre, entre Tacon et Trébillet, une

petite terrasse qui paraît prolonger sur la rive droite celle de Tacon-haut et, sur la rive gauche surtout, un lambeau de terrasses à Etraz, vers 450 m., qui continue sans doute la terrasse des Arsis tandis qu'en dessous d'autres fragments de replats, encore plus exigus, situés vers 400-410 m. au Nord-Ouest du confluent Valserine-Semine, au-dessus du chemin reliant le pont de Coz au pont de Confort, se relie probablement à la basse terrasse située en face de Tacon-bas.

Mais que deviennent, au-dessus de ces formes récentes, les replats fini-pliocènes, sculptés dans la roche en place et parfois recouverts de glaciaire? On rencontre des indices probables d'écoulements du Pliocène supérieur dans les petits aplanissements qui, au Nord de Trébillet, sur la rive gauche de la Semine, s'inscrivent vers 550 m. sur le Rauracien et l'Oxfordien très redressés vers le Sud-Ouest. On peut rapprocher de ces formes d'érosion le replat que l'on traverse vers 550 m. au-dessus du Tacon bugiste quand on emprunte le chemin qui va du village de Tacon-haut aux Gallanchons: vers le brusque tournant de ce chemin vers le Sud, il y a une surface aplanie qui tronque les couches fortement relevées vers le Nord. De même en face, sur la rive gauche du Tacon bugiste, au-dessus de l'entrée de la combe de Très-la-Joux, on remarque, au point de convergence de plusieurs thalwegs, vers Les Frasses, un palier à 550 m., suivi d'une rupture de pente avant la dégringolade du ravin vers le Tacon bugiste.

Plus à l'Est encore on peut se demander si l'extrémité Sud du plateau de Montanges, vers Labatie (550-560 m.), ne représente pas une trace de cette vallée fini-pliocène inclinée vers l'Est. Il y aurait ici, comme dans la terminaison Sud-Est du val de Charix, passage de la surface structurale urgonienne de La Balme, à l'Ouest, au replat d'érosion de Labatie à l'Est. Sur la rive droite cette fois de la Semine, il est possible que les atténuations très sensibles de pente, sinon les replats, que l'on observe au Sud de Trébillet, vers l'Ermette, juste au-dessus du passage à niveau de La Crotte, et encore un peu plus à l'Est, représentent aussi des témoins d'une vallée fini-pliocène: leur altitude un peu élevée (guère moins de 600 m.) peut s'expliquer par le fait qu'ils recoupent des couches très dures et très redressées.

Encore plus à l'Est, entre La Crotte et Châtillon-de-Michaille, les faits sont assez confus. Au-dessus de banquettes structurales pures et simples qui apparaissent juste au-dessus de la R.N. 84, notamment vers La Félicité, il existe des esquisses d'aplanissements qui sont inscrits dans le Valanginien aux alentours de 550/540 m. et que l'on peut relier au niveau pliocène que l'on observe dans la Michaille entre Châtillon-de-Michaille et Chanay. Il est donc possible que l'on ait sous les yeux des témoins d'une Semine fini-pliocène s'écoulant vers l'Est; mais on soupçonne que ces replats pliocènes supérieurs ont été remaniés par des terrasses lacustres correspondant à un lac ancien de niveau élevé, établi derrière les accumulations morainiques de la base du Grand-Crédoz. En tout cas, on voit par ces exemples que dès le Pliocène supérieur, deux écoulements divergents s'étaient établis dans la cluse composée de Nantua, préfigurant la situation

actuelle que sont venus troubler toutefois à l'Ouest les éboulements récents de l'Ouest du lac de Silans (2).

Dans les vallées affluentes, on rencontre aussi des traces d'anciens écoulements plus élevés qui se reliaient à cette vallée transversale du Pliocène supérieur. Tel est le cas du replat de Longetant (550 m. environ), au Nord de Saint-Germain-de-Joux, qui tranche les terrains du flanc occidental du synclinal de Marnod (fig. 26). Un peu au Nord, cette banquette d'érosion se suit sous le hameau des Combes et paraît se relier au thalweg même de la Semine, en amont des moulins de Prapon qui sont installés précisément sur une rupture de pente cyclique du thalweg. En amont des moulins et de la scierie qui utilisent la force motrice accrue en cet endroit, nous aurions ainsi une trace de la Semine pré-glaciaire ou au moins peu modifiée par l'action des glaciers quaternaires; en aval la reprise de l'érosion récente se serait fait sentir. Enfin, sur les versants de la profonde entaille qu'a creusée le Nant Blanc entre Trébillet et Montanges, on note la présence d'un replat vers 590 m. sur la rive gauche du Nant au Sud du Fay, replat qui s'inscrit dans le Bajocien redressé vers l'Est; en face, le hameau lui-même du Fay, sur la rive droite du Nant, paraît construit sur un replat du même genre tandis qu'en contre-bas, le Nant Blanc s'encaisse fortement et dégringole rapidement pour rejoindre la profonde Semine en aval de Trébillet. Il s'agit sans doute de restes d'un ancien drainage pré-glaciaire, en un temps où le ravin du Nant Blanc n'était pas encore creusé à son niveau actuel. Il y a donc dans toute cette partie de la cluse de Nantua à Châtillon-de-Michaille un ensemble de formes d'aplanissement qui prouvent l'existence, au Pliocène supérieur, d'un drainage dirigé de l'Ouest vers l'Est depuis le col de Charix-gare et compris entre 600 et 550 m. d'altitude.

3° *Débouché oriental de la cluse de Nantua* (3).

Ce cycle d'érosion du Pliocène supérieur ne devait pas manquer de laisser des traces au débouché oriental de la cluse de Nantua, dans la vallée inférieure de la Valserine et sur les rives du Rhône aux environs de Bellegarde. De fait, la Michaille en offre des reliques d'une exceptionnelle ampleur.

Mais il faut se demander auparavant si l'érosion régressive de cette phase immédiatement anté-glaciaire n'a pas fait sentir ses effets plus en amont dans la vallée de la Valserine. C'est toute la question du val Chézery qui se trouve ainsi posée. L'altitude du fond de ce bassin aux alentours de 600 m. (582 m. au pont de Chézery), le palier qu'y marque le thalweg de la Valserine entre le défilé de Sous-Balme, où la rivière recreuse furieusement dans les calcaires urgoviens et la cluse des Isles où elle s'enfonce à nouveau pour disparaître dans le profond canyon qu'elle ne quittera plus jusqu'à son

(2) Sur l'histoire récente de la partie occidentale de la cluse, voir 4° Partie - B, Chap. III.

(3) 1/80.000° : Saint-Claude S.E. et Nantua N.E. — 1/20.000° : Saint-Julien-en-Genevois n° 1, 2 et 5.

confluent avec le Rhône, tous ces faits incitent à voir dans ce val Chézery un reste bien développé d'une vallée du Pliocène supérieur se reliant alors à une ancienne vallée de la Semine sous Montanges. Seulement, la vallée de la Valserine a été profondément marquée par l'empreinte des glaciers et se présente comme une série de bassins étagés séparés par des verrous: bassin du val Mijoux, verrou de Septfontaines, bassin de Lélex, verrou du Niaiset. Dès lors, il faut bien penser que le Val Chézery constitue le bassin inférieur, en amont du verrou de Grand Essert, que la Valserine travaille actuellement à relier au niveau de base profond du Rhône. Par suite un recreusement glaciaire s'est opéré derrière ce verrou de Grand-Essert et nous ne pouvons avoir sous les yeux le fond de vallée pré-glaciaire dans son altitude primitive. On peut seulement concevoir que le Val Chézery actuel dérive d'un vallée fini-pliocène dont l'altitude aurait été supérieure à celle qu'on lui connaît aujourd'hui.

Peut-on espérer retrouver des traces de cette vallée pré-glaciaire? L'existence d'éboulements sur la rive gauche de la Valserine et surtout de lacs inter-glaciaires et post-glaciaires qui ont, nous le verrons, fait apparaître des berges à l'Est de la rivière, ne peut laisser que peu d'illusions à ce sujet. Ce n'est pas en tout cas sur la rive gauche que nous trouverons de telles traces. On peut toutefois remarquer qu'au-dessus de la cluse très étroite (2 m. de large en certains endroits) par laquelle s'échappe le Nant Rochette à l'Ouest de Forens, véritable coup de scie, les versants s'écartent en formant une vallée plus évoluée à 640 m. d'altitude; le chemin de Forens au Crêt Chalam, qui remonte la vallée du Nant Rochette, emprunte le replat qui, sur le versant Sud, représente un reste de cette ancienne vallée. Ce replat et celui qui lui correspond au Nord ne semblent pas structuraux et se prolongent en amont, par quelques lambeaux d'aplanissement, très étroits à la vérité, sur la rive droite du torrent. Il semble que nous ayons ici deux générations de formes: en amont de la cluse une vallée ancienne qui aurait ainsi débouché à 640 m. dans le Val Chézery, remontant peut-être au Pliocène supérieur; en aval le trait de scie de la cluse elle-même qui représenterait un ajustement de cette vallée au bassin recreusé par le glacier. Sans doute peut-on rattacher à cet exemple un petit replat, de 650 m. environ, qui interrompt la pente très raide du versant à l'entrée de la cluse des Isles, au Sud de Grand-Essert, sur la rive gauche de la Valserine. Il serait ainsi possible de reconstituer une vallée fini-pliocène dont dérive le Val Chézery actuel; mais les traces de cette vallée elle-même sont en définitive assez minces.

Au contraire, sur les plateaux de Montanges et Confort, ainsi que dans la Michaille, le niveau cyclique du Pliocène supérieur a laissé des traces d'une très grande ampleur (fig. 24 et 25, ph. 18). Le plateau du Ladaï (fig. 26), qui, au Sud de Champfromier, borde le canyon de la Valserine est certes une forme substructurale: sa surface, râclée par les glaces, hérissée de lapiez, crevée de dolines et dépourvue le plus souvent de sol superficiel, épouse en effet fidèlement les contours du banc dur de calcaire urgonien. Il n'en est pas de même du plateau de Montanges proprement dit qui, vers 600 m., donc à 60-70 m. en contre-bas du Ladaï, déroule ses calmes horizons

sur une grande étendue jusqu'au confluent de la Semine et de la Valserine. L'Urgonien apparaît en effet recoupé, sous un angle faible d'ailleurs, par la surface topographique au S.-E. de Montanges, dans une petite tranchée de la route qui conduit au pont de La Mulaz. En outre, on ne retrouve pas uniquement les galets roulés et striés de moraines qu'indique exclusivement la carte géologique de Nantua; on rencontre, mêlés à ces matériaux glaciaires, des cailloutis aplatis, à une ou deux faces aplanies, aux bords émoussés, qui semblent pliocènes. On note même la présence de petits galets roulés jaunâtres, dans lesquels on peut voir des éléments molassiques remaniés par un écoulement fluvial et, bien entendu, ensuite par les glaciers quaternaires. Enfin, l'examen du réseau hydrographique montre que, à hauteur de ce plateau de Montanges, les thalwegs des rivières marquent un palier très net entre des pentes fortes à l'amont et une nouvelle rupture de pente à l'aval.

C'est le cas de la Sandézanne qui, depuis le cirque de Mont-Jean, descend en pente extrêmement forte, s'encaissant sous les replats de Aux Sanges et Aux Quarts et traversant les plis faillés de Champfromier-Montanges par une cluse étroite et sauvage où elle bondit de cascade en cascade. Aussitôt après avoir débouché de cette cluse vers l'ancienne usine à plâtre, à la cote 602,8, elle s'assagit subitement et descend doucement en serpentant dans le Pré Basson jusqu'au bord oriental du plateau où, à 550 m. environ, elle se précipite en cascades dans le fond du canyon pour rejoindre la Valserine. Il y a ici trace d'une portion de vallée mûre, distincte des morsures de l'érosion actuelle, qui doit appartenir au cycle pliocène supérieur; ce cycle a été cependant trop bref pour avoir fait sentir son action très loin et les fortes pentes d'amont ont été respectées. Toutefois, le réseau hydrographique a été assez organisé pour que cette portion moyenne de la Sandézanne ait eu une vallée affluente, la vallée, aujourd'hui sèche que suit la route de Champfromier à Montanges au Nord de l'ancienne usine à plâtre. Cette vallée en pente moyenne descend de 650 à 600 m. et conflue avec la vallée de la Sandézanne à hauteur de cette ancienne usine; on y retrouve aussi un mélange d'éléments morainiques indéniables, galets striés d'origine alpine et locale, et de cailloutis fluviaux vraisemblablement pliocènes emballés dans une argile jaunâtre. Cette vallée, creusée à la fin du Pliocène, occupée et empâtée par la moraine (conservée ici dans un fond et disparue sur le Ladaï proche, mais plus élevé), a dû être déblayée en partie à la fin du Quaternaire, lors de la période humide post-glaciaire. Elle est de nouveau asséchée et ne semble plus guère évoluer que par ruissellement intermittent. Il n'en reste pas moins vrai que nous avons là une ébauche de réseau hydrographique maintenant suspendu, à 600-550 m., au-dessus des entailles récentes et qui témoigne de l'existence du cycle d'érosion fini-pliocène.

De pareils replats de 600-550 m., si largement développés qu'ils font figure de plateaux, s'observent de l'autre côté de la Valserine, vers La Mulaz, Confort et Lancrans, au pied du Crédoz et dans la Michaille, vers Châtillon, Vouvray, Ochiaz, comme d'ailleurs en certains points de la rive gauche du Rhône. Parfois certes, la surface topographique coïncide localement avec le plan supérieur de l'Urgo-

nien; mais le plus souvent, elle le recoupe sous un angle faible ou même s'inscrit sur l'Hauterivien redressé vers l'Ouest, comme cela se produit dans les petites combes monoclinales situées à l'Ouest de Châtillon-de-Michaille, à Ardon et à l'Ouest de Vouvray, au pied du Retord (fig. 24 et 25). On peut dès lors légitimement se demander pourquoi le cycle pliocène supérieur, qui d'ordinaire n'a laissé que des traces assez restreintes, se traduit ici par de si vastes surfaces.

Pour répondre à cette question, il faut se souvenir que, dans la Michaille comme dans la partie inférieure de la vallée de la Valserine, existent de très nombreuses traces d'une surface pré-burdigalienne ou pré-aquitaniennne effondrée et basculée à la suite du plissement pontien. Les dépôts de molasse burdigalienne ou aquitaniennne qui reposent sur l'Urgonien, comme à Arlod, Billiat, entre Bellegarde et Génissiat, ou sur le Crétacé supérieur, comme à Lancrans et Bellegarde, sont là pour rappeler ce fait (cf. 2^e partie — Chap. IV). Seulement cette surface a été déformée en même temps qu'elle a été effondrée et semble avoir été inclinée sur les deux rives de la Valserine et du Rhône vers l'emplacement actuel de ces deux cours d'eau. Elle a été fossilisée par les débris fluviatiles pliocènes et par une grande épaisseur de moraines; elle est actuellement en cours de déblaiement sous l'effet de l'érosion active qui se fait sentir près du canyon de la Valserine et de celui du Rhône. Aussi commence-t-on à la voir apparaître, inclinée sensiblement vers les bords de ces cours d'eau, entre 480 et 400 m. environ, comme cela est très visible le long de la route de Châtillon-de-Michaille à Bellegarde ou entre Bellegarde et La Léchère, à l'Est d'Ochiaz, ou encore au Sud-Ouest de Confort. Mais dans ses parties hautes, au pied du Retord et du Crédoz, elle a été ramenée dans le plan d'érosion du Pliocène supérieur, reprise et remaniée par les écoulements de cette période et recoupée sous un angle faible par les plateaux de 600-550 m. observés vers Montanges, Vouvray, Confort. On peut la suivre remontant vers l'Ouest, tangente au sommet des crêts urgoniens de Châtillon-de-Michaille et d'Ardon, tandis que les petites combes monoclinales ont été affouillées au cours du cycle pliocène supérieur, en même temps que ces crêts se trouvaient mis en valeur. Les plateaux de 600-550 m. représenteraient en quelque sorte une surface polygénique et c'est dans la quasi-coïncidence du plan d'érosion du pliocène supérieur avec de très anciennes surfaces pré-molassiques qu'il faut chercher la raison de leur ampleur inaccoutumée. Nous verrons que la partie Nord du Bassin de Belley offre un exemple d'aplanissement polygénique, en tous points semblable à celui-ci.

4° *Débouché occidental de la cluse de Nantua* (4).

Si dans la portion occidentale de la cluse de Nantua, les traces d'un drainage remontant au Pliocène supérieur ont disparu, on en rencontre en revanche de nombreuses dans les vallées qui aboutissent à son extrémité Ouest, dans la région de concentration des eaux

(4) 1/80.000^e : Saint-Claude S.O. et S.E. et Nantua N.O. — 1/50.000^e : Nantua et Moirans.

qu'est la plaine de La Cluse à Nurieux. Il y a là tout un ensemble de formes d'aplanissement qui ont de toute évidence été façonnées au cours de ce cycle d'érosion.

Nous rencontrons de tels replats sur les versants de la vallée de l'Ange, entre la Cluse et Oyonnax. Les deux plus nets du point de vue topographique sont ceux de Groissiat et d'Evron, qui se font face, au N.-W. et au N.-E. de Martignat. Sans doute celui d'Evron (580 m.), large d'environ 500 m. de l'Est à l'Ouest, bien dessiné entre le pied de la Forêt de Niermes et la petite route de Martignat à Evron, peut prêter à hésitation: il semble en effet que le Kimmeridgien, visible dans une carrière abandonnée, s'incline légèrement vers l'Ouest, comme le replat lui-même, encore que ce terrain s'élève en direction de l'Est plus rapidement que la surface topographique. Parlera-t-on dès lors de replat uniquement structural? Peut-être pas forcément. La réponse doit être cherchée en face, à Groissiat où, à une altitude un peu inférieure (560 m.), un très beau replat s'observe, dont le village a profité pour s'établir, et sur l'origine duquel le doute n'est plus possible: ici, la surface du sol tranche nettement les terrains du Kimmeridgien et du Crétacé inférieur (Valanginien), ces derniers en assez fort pendage et butant sans doute par faille contre le Jurassique, quoique aucun contact anormal ne soit indiqué sur la carte géologique. Dès lors il semble bien que les deux replats d'Evron et de Groissiat se correspondent et soient tous deux des témoins d'un ancien fond de vallée plus élevé que l'entaille actuelle: il y aurait seulement, pour celui d'Evron, coïncidence avec un banc de roche dure, d'où difficulté de creusement et altitude un peu supérieure.

Un peu plus au Nord, sur la rive gauche de l'Ange, entre Alex et La Caserne, vers 560 m., un replat doit sans doute être rangé dans la même catégorie de formes. La route de Nantua à Oyonnax passe en cet endroit dans une légère dépression entre un hogback miniature de calcaire du Crétacé supérieur avec abrupt tourné vers l'Est et une petite surface aplanie entaillée à l'Est dans le Kimmeridgien: on doit sans doute reconstituer un replat reliant cette petite surface au sommet du hogback, ce dernier ayant été ultérieurement mis en saillie par une faible reprise d'érosion suivant un mécanisme appalachien. Enfin, à l'Ouest d'Oyonnax la route de Thoirette passe par un col qui se présente comme une petite encoche suspendue, prolongée au Nord et au Sud par des replats dominant la plaine d'Oyonnax à 570-590 m. La surface topographique, très molle et peu ondulée, de cette encoche assez large recoupe les terrains du Kimmeridgien redressés vers l'Ouest et la rupture de pente est fort nette vers l'Est au-dessus d'Oyonnax. Cette surface aplanie fait nettement partie d'un ensemble de replats et d'encoches suspendus au-dessus de la vallée actuelle de l'Ange. Les altitudes de ces replats croissant vers le Nord, on peut, semble-t-il, reconstituer le sens de l'écoulement du Pliocène supérieur, qui aurait été dirigé vers la plaine de La Cluse-Nurieux.

Mais alors comment s'expliquer la présence de la plaine extrêmement plate (fig. 31), qui porte la ville d'Oyonnax et s'étend sur 2 ou 3 km. au Nord jusqu'à Arbent? Il y a là, vers 540 m., une sorte de seuil entre la vallée de l'Ange et l'entaille plus profonde qu'a

creusée, vers le Nord, un petit affluent de La Bienne. Or, cette haute plaine, très plate, très marécageuse, s'étend là au mépris de la structure, tranchant les diverses couches redressées du synclinal crétacé. Le travail du glacier rissien a dû contribuer à abaisser l'altitude de ce seuil en dessous des traces de la vallée pré-glaciaire qui la dominent de 40 à 50 m. Mais on peut se demander s'il n'y a pas eu, à l'époque würmienne un renversement du drainage fluvial car un écoulement d'eau important peut sans doute seul justifier un abaissement aussi considérable du fond de la vallée. C'est l'époque où le glacier würmien qui passe par la cluse de Nantua stationne en accumulant vers son front les grandes moraines de Montréal, Nurieux et Saint-Martin-du-Fresne. L'altitude de la moraine de Montréal autorise à penser que le très important torrent glaciaire qui s'en échappait a pu se diriger vers le Nord; ce serait lui, par son volume d'eau considérable qui serait en grande partie responsable de l'érosion de la plaine d'Oyonnax. Cette modification de l'hydrographie paraît encore plus probable quand on considère l'orientation de la vallée supérieure de l'Ange qui vient de la région d'Apremont et coule Sud-Est/Nord-Ouest comme s'il allait se diriger vers la Bienne, puis fait un coude à angle aigu à Oyonnax même et commence ensuite à s'encaisser en direction de Martignat. Après le retrait du glacier de Nantua, un nouveau renversement du drainage se serait produit à l'époque immédiatement post-glaciaire; la capture de l'Ange supérieur aurait isolé le « col » d'Oyonnax et l'Ange inférieur aurait en quelque sorte retrouvé la direction du drainage pliocène supérieur vers le Sud.

Mais il y a plus. On observe à certains endroits des vallées affluentes, combes et cluses suspendues, qui ont évolué en fonction de ce niveau pliocène supérieur de 550-600 m. Quand on emprunte la route de Groissiat à Izernore, on rencontre, après une brève montée à partir du replat de Groissiat, sur le versant Sud d'une cluse suspendue, un palier mollement ondulé, couvert de prairies, dont la topographie assez émoussée contraste avec la courte mais nette entaille du petit torrent qui fait un ressaut jusqu'à la vallée actuelle de l'Ange: c'est la combe monoclinale d'Ijean, dont le fond se tient à 590-600 m., encadré à l'Est par un crêt de Rauracien et à l'Ouest par le noyau bathonien de la chaîne des Joux-Blanches; la surface du sol, façonnée dans l'Oxfordien, recoupe les strates qui pendent fortement vers l'Est. Même aspect pour qui vient de Bellignat: c'est par un ravin assez escarpé que se fait le raccord entre cette combe et la vallée de l'Ange; la rupture de pente est aussi nette. Nous sommes donc en présence d'une encoche suspendue au-dessus de l'actuel thalweg, mais que l'on peut en revanche aisément relier aux replats de Groissiat et Evron et qui a dû être façonnée au cours du même cycle pliocène supérieur.

On rencontre, un peu plus au Sud, dans la même chaîne, un autre exemple d'aplanissement paraissant avoir été modelé en liaison avec ce même niveau (fig. 30). Au-dessus du ravin très escarpé qui débouche dans le village même de Montréal, au Nord-Ouest, apparaît une surface aplanie, à peine ondulée, où s'étalent en remon-tée légère vers le Nord les prairies et les cultures de la ferme de

Beauregard. Cette surface qui oscille entre 600 et 630 m. d'altitude et ainsi suspendue au-dessus des ravins reliés à la vallée actuelle de l'Ange, est bien un aplanissement car la surface du sol a tronqué la tête de l'anticlinal de Bathonien et Bajocien indiqué sur la carte géologique (feuille de Nantua). On est tenté d'y voir ainsi la preuve de deux cycles d'érosion, l'un plus ancien, pliocène supérieur, avec remaniement possible d'une forme déjà aplanie au Pliocène inférieur (cf. Chapitre précédent), cycle au cours duquel se serait façonnée cette surface de Beauregard, l'autre plus récent, qui aurait abouti au creusement de la vallée actuelle. Seulement, ici on ne trouve plus de trace de replats sur les versants du ruz très court qui dévale vers Montréal: l'érosion ultérieure, plus forte au fur et à mesure que l'on s'éloigne d'Oyonnax, a pu en effet les faire disparaître. Signalons enfin un replat du même genre, quoique moins développé et plus élevé (roche plus dure et surtout plus redressée), qui, au Nord de la Croix Chalon et au Sud-Est de Géovreissiat, tranche nettement vers 600 m. les couches calcaires du Bajocien en pendage de 25° vers le Sud. Il y a donc là, tout un ensemble de faits qui prouvent la réalité de ce niveau d'érosion de 550-600 m, dans la vallée de l'Ange.

Il est une région toute proche où l'on peut observer des replats de versants et autres petits aplanissements, c'est celle de Peyriat, Gariat et Maillat. Sur le versant occidental de la vallée Peyriat-Volognat, actuellement non drainée, on remarque en effet vers 600 mètres d'altitude, un replat qu'escalade la route de Volognat à Peyriat et qui remonte en pente douce vers le Sud, portant le village de Peyriat. Sous une mince pellicule de dépôts morainiques et peut-être de cailloutis fluviaux antérieurs, les couches du Jurassique supérieur et du Crétacé paraissent tranchées par la surface du sol et l'on peut écarter l'hypothèse d'une forme structurale. On peut rapprocher de ce replat les hauteurs aplanies vers 600 m. environ qui, à l'Est, de l'autre côté de cette vallée, recoupent de façon évidente les terrains redressés et disloqués du petit chaînon tourmenté du Degoley, exception faite du rocher du Degoley lui-même qui apparaît comme une barre non aplanie pointant à 690 m. Vers le hameau de Gariat, les mêmes aplanissements s'observent, un peu plus élevés seulement (640 m.), tronquant les strates du Kimmeridgien qui plongent fortement vers l'Est, sous un angle de 38-40°.

En somme, nous voyons ici partout des traces d'un plissement énergétique, bandes de terrains étroites et fortement redressées qui témoignent d'une surrection assez intense jadis, alors qu'aujourd'hui nous n'avons plus sous les yeux qu'une région assez déprimée. N'est-ce pas là l'indice d'une érosion active et d'un fort écoulement fluvial? Il est vrai que cette région a dû, au Pliocène inférieur, servir de passage aux eaux de la cluse de Nantua (cf. chapitre précédent) et les formes d'aplanissement de la région de Peyriat et Gariat sont sans doute des formes polygéniques dont le façonnement s'est effectué lors de ces deux cycles, les plans d'érosion devant être très proches. Peut-être le rocher du Degoley dérive-t-il lui-même de la surface aplanie du Pliocène inférieur. Il n'en reste pas moins que l'inclinaison du replat de Peyriat-Volognat indique clairement qu'à la fin du Pliocène s'était produit un renversement du drainage, avec

apparition d'un col au Sud de Peyriat et évolution de la partie Nord de la vallée en fonction de la plaine de Nurieux et de la vallée de l'Oignin.

Dès lors, l'attention est attirée sur cette vallée de l'Oignin qui, en aval de Saint-Germain-de-Béard, est située dans l'exact prolongement de la vallée de Peyriat (fig. 30). Or, il se trouve que, sur les versants de cette vallée, on peut déceler la présence de replats dont les altitudes décroissent vers le Nord. Vers Géovraissiat on note l'existence de vallées longitudinales entaillées en contre-bas des hauteurs urgoniennes ou bajociennes aplanies et suspendues elles-mêmes au-dessus de la vallée actuelle de l'Oignin. Ces dépressions longitudinales recoupent les terrains du crétacé et présentent une topographie de maturité, bordée de ressauts très nets au-dessus des plaines de Brion et d'Izernore. Situées à 540 m. environ, elles semblent être des témoins d'un drainage qui, à la fin du Pliocène, se reliait à une vallée de l'Oignin plus élevée; il est possible que l'érosion ultérieure les ait un peu abaissées et qu'à l'origine, elles ne se soient distinguées que peu des buttes urgoniennes voisines qui appartiennent sans doute à la surface pré-pontienne basculée. Mais en tout cas, il n'est pas possible d'en faire des formes appalachiennes post-quaternaires, puisqu'elles sont tapissées de moraines mindéliennes et rissiennes. La plus nette de ces vallées est celle empruntée par le chemin de Géovraissiat à Bussy. Plus ou Nord, ce sont les replat de Tignat et Ceyssiat (560 m.) et peut-être ceux du Bois de Samognat et d'Arfontaine (530 m.) sur la rive droite, la surface aplanie de Sorpiat (530 mètres) sur la rive gauche.

Dès lors, on est autorisé à reconstituer un écoulement direct depuis la région située au Sud de Peyriat jusqu'à la rivière d'Ain, en un temps où cette dernière, nous le verrons, coulait à une altitude un peu supérieure à 400 m.; la gorge creusée par l'Oignin en aval des Sauts de Charmine est due à la reprise d'érosion récente et à l'approfondissement de la vallée de l'Ain. Ajoutons enfin que ces traces d'une topographie datant vraisemblablement de la fin du Pliocène et ces aplanissements à un niveau voisin de 600 m. se retrouvent dans les hauteurs et les combes qui avoisinent la ferme Puthier au N.-W. de Maillat: ces combes en particulier, mollement ondulées, se raccordent par un ressaut très net avec le petit ravin en cluse qui dégringole vers Maillat.

On voit ainsi qu'à la fin du Pliocène, le système hydrographique de la cluse de Nantua était déjà bien organisé et les vallées très approfondies; les directions d'écoulement étaient à peu près les mêmes que celles que l'on observe aujourd'hui.

CHAPITRE VI

B. — LES BAS NIVEAUX DU PLIOCÈNE SUPÉRIEUR (Suite)

5° *La cluse des Hôpitaux et les vallées affluentes* (1).

Il faut remarquer d'abord que, dans la cluse des Hôpitaux, les observations de replats remontant à la période pré-glaciaire sont gênées par le calibrage de la vallée en une auge beaucoup plus typique que celle de la cluse de Nantua, par l'abondance considérable des éboulis qui masquent le bas des pentes et la fréquence des bancs rocheux subhorizontaux qui déterminent la présence de replats purement structuraux. C'est qu'ici de puissants écoulements d'eau, sinon même le Rhône inter-glaciaire, sont passés qui ont pu effacer les traces d'aplanissement antérieures. Mais surtout la cluse des Hôpitaux a été empruntée par un glacier autrement plus important que le glacier de Nantua, au moins dans la partie orientale située à l'Est de Tenay (2). Ce glacier a exercé un travail de sapement considérable qui a fait disparaître en maints endroits les traces des versants de vallées pliocènes plus élevées. On peut cependant reconnaître la présence de quelques replats qui, ici et là, interrompent, vers 600 m., la montée très raide qui conduit aux surfaces aplanies de 750-800 mètres qui ont été examinées dans un précédent chapitre. Nous commencerons là aussi par étudier la région centrale de la cluse composée, avant d'analyser les extrémités orientale et occidentale.

On peut citer d'abord comme témoin probable d'un fond de vallée fini-pliocène le replat qui porte le hameau de Fays, au Sud-Ouest et au-dessus de la Burbanche. Il s'agit d'un plateau bien dégagé et assez large qui forme gradin entre le fond de la gorge et le plateau d'Ordonnaz et dont la pente transversale est d'ailleurs assez sensible. Il s'inscrit à la fois sur le Rauracien et l'Astartien faiblement ondulés et ne semble donc pas structural. Il faut noter qu'il est nettement incliné du Nord-Ouest (680 m. à Fays) vers le Sud-Est (620

(1) 1/80.000° : Nantua S.O. et S.E. et Chambéry N.O. — 1/50.000° : Ambérieu, Saint-Rambert et Belley.

(2) Voir sur la question du glacier de cette cluse composée 4° Partie - B, Chap. II.

mètres) au lieu-dit La Conche, donc en direction du bassin de Belfley; mais cette inclinaison semble en rapport avec le pendage d'un banc dur dans cette direction. Aussi ce replat de Fays est-il en partie sujet à caution et peut-être n'a-t-il de valeur morphologique que dans sa moitié occidentale plus élevée.

Plus au Nord, ce replat se relie sur le versant occidental de la cluse à une banquette rocheuse qui surplombe les lacs et le hameau des Hôpitaux et recoupe les terrains du Kimmeridgien et de l'Astartien et qui est peut-être un témoin plus authentique du niveau pliocène supérieur. En face, le replat bien développé qui porte les hameaux du Petit et du Grand Tare (630 m.) (ph. 23) est encore plus caractéristique : échancré par le ravin du Bief de Tare, il nivèle un escarpement de faille et forme un palier très net entre le fond de la cluse et les plateaux de 750-800 m. de la Grange des Prés et du Bois de la Berrotière; nulle part dans la cluse des Hôpitaux on n'observe d'aussi belles formes étagées. Ce replat de Petit et Grand Tare, signalé par J.-B. Martin [113], se poursuit au Nord par une banquette rocheuse qu'emprunte un moment la route de Tenay à Hostiaz pour escalader le versant. Il faut toutefois remarquer que les terrains du Portlandien qui servent de soubassement à ce replat semblent à peu près horizontaux, ce qui pourrait inciter à le considérer comme une forme structurale. Il est possible néanmoins qu'il y ait eu coïncidence entre un banc dur et le versant d'une vallée finipliocène. On peut noter en tout cas que le Glaciaire rissien et mindélien, absent du fond de la cluse, recouvre ce replat, fournissant un petit terroir cultivable aux deux hameaux du Petit et du Grand Tare; tout se passe donc comme si la cluse actuelle avait été creusée seulement après les anciennes glaciations et comme si nous avions bien là un témoin d'une vallée finipliocène.

Si maintenant nous examinons le débouché oriental de la cluse composée des Hôpitaux nous rencontrons quelques replats assez exigus, mais beaucoup moins élevés, qui paraissent pouvoir se relier à ceux que nous avons précédemment étudiés. Parmi ceux-ci on doit probablement mentionner le replat sur lequel est bâti le hameau de Nivollet, à l'Est de Rossillon, encore qu'ici l'observation soit rendue particulièrement malaisée du fait de la multiplication des banquettes structurales. En partant du fond de la gorge, on rencontre de bas en haut un escarpement, peut-être entaillé dans le Portlandien, puis vers Fiollet un replat structural, puis un nouvel abrupt sculpté dans le Valanginien avec décrochement bien visible à l'Ouest de Nivollet, là où s'insinue la petite route qui mène au hameau, enfin le replat même de Nivollet qui paraît recouper le Valanginien en pendage vers le Nord-Est et qui se tient aux alentours de 520-530 m. En face, sur le versant Sud de la gorge, au Nord de Prévèyzieu, on note la présence, vers 540 m., d'un replat très net qui mord sur le Kimmeridgien et l'Astartien en pendage vers l'Est et paraît bien correspondre à celui de Nivollet (fig. 20). Il faut remarquer d'ailleurs que les crêts ou barres de Rauracien et Valanginien que l'on observe entre Rossillon et Cheignieu-La Balme ont tous à peu près la même altitude; tout se passe comme si l'on était en présence d'un relief appalachien et d'étroits sillons affouillés à partir d'une surface tangente

à ces crêts et barres qui pourraient représenter le fond de vallée pré-glaciaire ou du moins en dériver par un léger abaissement: le fond de la vallée aurait pu atteindre ici entre 400 et 450 m. C'est précisément l'altitude des replats que M. Cholley attribue à la fin du Pliocène dans le Nord du Bassin de Belley et la région située à l'Est du Mont Tournier [90].

On ne doit pas oublier enfin que c'est dans ce débouché oriental de la cluse des Hôpitaux que l'on rencontre une accumulation de matériaux détritiques qui voilent la roche en place et déterminent un cours épigénétique du Furans entre la gare de Rossillon et la Montée de Coin à l'Ouest de Pugieu. Le remblaiement qui atteint 362 m. et qui a été aplani ultérieurement en terrasses par des écoulements quaternaires a été étiqueté comme pré-glaciaire par les auteurs de la carte géologique de Nantua qui ont suivi Depéret. Certes il ne paraît pas seulement y avoir des alluvions fluviales dans cette masse de débris car on rencontre des lits de galets roulés, inclinés de 10 à 20° vers l'Ouest, qui font penser que les glaciers charriant leurs moraines ont remanié des éléments antérieurs en place (3). Mais il est exact que l'on trouve des alluvions sableuses grises (3) et aussi de petites graviers bien émoussés et roulés, avec prédominance d'éléments alpins (quartzites patinés, schistes micacés et gneiss) (4), qui évoquent la nappe pliocène de Breignes sur la bordure Ouest du Bugey et aussi les graviers patinés du val d'Innimont.

Nous sommes en présence d'un remblaiement hétérogène, pré-glaciaire remanié par les glaciers, modelé en une terrasse bien plane à 340 m. d'altitude, troué d'entonnoirs, comme le Trou de l'Eau ou le Trou de Coin qui peuvent être des anciens réceptacles de culots de glace morte; cette masse de débris s'est appuyée à l'Ouest contre les crêts et barres de la région de Rossillon et elle a probablement barré un moment un lac qui devait occuper la plaine très plate de Rossillon-Les Hotteaux. Cette nappe hétéroclite, mais à l'origine pliocène supérieure, atteignait donc au moins 362 m. et sans doute davantage si l'on songe au travail ultérieur des glaces et des eaux courantes; elle constitue en somme un fragment, conservé ici dans ce rentrant, du remblaiement fini-pliocène du bassin de Belley. La vallée pliocène supérieure dont nous avons cru déceler des témoins sur les versants de la gorge devait se relier à cette surface de remblaiement. On voit ainsi qu'entre la région de Tare et Cheignieu-La Balme un écoulement fini-pliocène se dirigeait vers l'Est, en s'abaissant assez rapidement de 600 m. à 450 m. environ, ce qui indique un caractère torrentiel.

Tournons-nous maintenant vers la partie occidentale de la cluse composée. Comme pour le niveau pliocène inférieur et pour les mêmes raisons la reconstitution d'une vallée fini-pliocène de l'Albarine n'est pas aisée, car les témoins en sont rares, exigus et parfois

(3) Voir en particulier la sablière située peu à l'Est de la bifurcation des routes de Virieu-le-Grand et de Contrevoz.

(4) En particulier sur les versants du Trou du Coin.

douteux. Peut-être est-il possible de ranger dans cette catégorie de formes des replats très nets, situés vers 430 m. de part et d'autre de la cluse qui est ici très étroite, un peu en amont de la gare de Tenay. Mais il est difficile de donner une interprétation morphologique sûre de ces replats car des bancs durs de Bathonien leur servent de sous-bassement, surtout sur la rive droite de l'Albarine, ce qui peut inciter à ne voir en eux que des formes structurales. Il est vrai qu'une coïncidence entre un banc dur et un ancien fond de vallée est toujours possible et dans ce cas ces replats se relieraient à ceux que nous observerons plus en amont dans la vallée de l'Albarine entre Nantuy et Tenay, notamment à celui qui apparaît vers Malix à un peu plus de 430 m. (fig. 23). Néanmoins leur authenticité est douteuse.

Plus en aval, on note sur la rive gauche de l'Albarine, la présence de petits aplanissements vers 410-420 m., au Sud-Ouest d'Argis, vers Le Mortier et enfin au Nord/Nord-Ouest de Reculafol. Ce dernier, qui recoupe le Bathonien en pendage vers le Sud, est peut-être le plus sûr indice d'un fond de vallée fini-pliocène. Mais les deux premiers sont sujets à caution car, un peu au-dessous d'eux, on observe des bancs durs de Callovien qui rendent plus incertaine leur signification morphologique. En face, sur la rive droite de l'Albarine, le très beau replat qui apparaît vers 440 m. au Sud d'Oncieu attire l'attention tant il est net et bien dessiné; malheureusement, les couches qui le supportent sont à peu près horizontales et il paraît bien être un replat structural pur et simple, inscrit sur le Bathonien dégagé de l'Oxfordien qui affleure encore au Nord sous le village même d'Oncieu.

Au delà vers l'Ouest, il est difficile de retrouver des traces de vallée probablement fini-pliocène. Une grande érosion fluviale, sinon glaciaire, semble avoir détruit toutes traces de replats sur les versants et creusé notamment les beaux cirques aux versants abrupts du Chauchat, à l'Ouest de Serrières et de Torcieu; en outre, les nombreuses et importantes complications tectoniques du débouché occidental de la cluse déterminent l'apparition de maintes formes topographiques calquées sur la structure. Néanmoins, ce que nous avons pu observer à l'Ouest des lacs des Hôpitaux permet de penser que deux écoulements divergents s'étaient installés dans la cluse composée à la fin du Pliocène, tout comme de nos jours: contrairement à ce qui en était au Pliocène inférieur une ressemblance hydrographique rapproche la cluse de Nantua de celle des Hôpitaux.

Bien entendu, l'existence d'un drainage à ce niveau dans la cluse ne devait pas manquer d'exercer un retentissement dans les vallées affluentes, sous forme d'une reprise du creusement. De fait, on trouve des replats et encoches qui témoignent d'écoulements plus élevés que les rivières actuelles. Il en est ainsi du Valromey: comme pour le niveau pliocène inférieur, nous avons consacré à ce val très ample un chapitre spécial qui prendra place à la fin de cette étude.

La section de la vallée de l'Albarine comprise entre Nantuy et Tenay offre aussi certains indices d'un drainage plus élevé qui remonte peut-être à la fin du Pliocène. Dans la vallée elle-même, on remarque, après la gorge et les chutes successives par lesquelles

l'Albarine s'échappe du plateau-val d'Hauteville, un palier vers la cote 484 (Moulin de Charabotte). En tout cas après le petit défilé de Charabotte le fond de la vallée est plat vers Chaley et le thalweg ne s'abaisse que très peu jusqu'à l'usine des Essaillands, située entre Chaley et Tenay. Puis la pente du torrent devient plus forte et la vallée assez large se transforme de nouveau en une gorge étroite en V aigu. Si le petit palier du Moulin de Charabotte est peut-être dû seulement à un retard de creusement en amont de la cluse de Charabotte en rapport avec la tectonique, il n'en est pas de même de la section comprise entre cette cluse et l'usine des Essaillands qui représente probablement un témoin de la vallée fini-pliocène de l'Albarine, avant le recreusement récent de l'aval. Cette section non encore recreusée serait dans ce cas prolongée par le replat de Malix signalé plus haut, ainsi que par ceux dont nous avons noté l'existence au-dessus de la gare de Tenay. En outre, on peut relier à cette ancienne vallée de l'Albarine le palier que l'on observe vers 600 m. dans le ravin affluent situé entre Lacoux et le Bois d'Esclaz, là où le traverse la route acrobatique de Lacoux à Charabotte. Ce serait un témoin d'un stade de recreusement de ce ravin (ancienne vallée de l'Albarine?) que l'on peut rapprocher enfin des petits replats que l'on observe à la même altitude, au Sud de la gorge, au-dessus du ravin qui se creuse entre Longecombe et Dergit (fig. 23). Il y a là tout un ensemble de formes qui permettent de reconstituer un système de drainage fini-pliocène.

Plus en aval, la vallée affluente de la Mandorne qui descend de la région de Corlier et Aranc semble présenter également des traces d'un drainage plus élevé qui date sans doute du Pliocène supérieur (fig. 23). En effet, si le replat d'Oncieu est, comme nous l'avons vu, sans doute structural, il n'en est pas de même des petits aplatissements que l'on observe au Nord-Ouest des Celliers de Verchat et qui recoupent l'Oxfordien et le Rauracien en pendage vers l'Est, ni des replats formant, entre 450 et 400 m., une banquette presque continue sur la rive droite, sous le Bois d'Oncieu; cette banquette s'abaisse vers le Sud, c'est-à-dire vers la cluse de l'Albarine. En outre, quand on remonte la vallée, on constate qu'à la gorge d'aval, étroite et profonde, succède vers 450 m., un palier qui porte les maisons du petit hameau de Moment, au confluent des deux branches principales de la Mandorne; au delà le ravin sauvage et très profond recommence, témoignant de l'érosion régressive intense qui s'attaque aux hautes régions à l'aspect vieilli d'Aranc et de Corlier. Ce palier de Moment pourrait bien être aussi une section fini-pliocène de la vallée de la Mandorne, non encore entamée par l'érosion récente remontant de la cluse de l'Albarine et qui se prolongerait par les replats d'aval témoins de l'ancienne vallée maintenant recreusée.

Encore plus à l'Ouest, on rencontre peut-être, sur les versants de la vallée du Bief de Chazet (fig. 23) qui conflue avec l'Albarine à Saint-Rambert, des traces d'une morphologie fini-pliocène. Il pourrait en être ainsi du long replat assez large de Vorrages, au Nord de Saint-Rambert, que la route de Corlier à Saint-Rambert suit un moment et de celui qui lui correspond en face, entre le Bief de Chazet et le ruisseau Brevent; les deux replats s'abaissent vers l'aval,

vers la cluse de l'Albarine. S'il s'agit bien de témoins d'un ancien écoulement pliocène supérieur, on peut dire que cet écoulement a été le premier à renverser vers le Sud le drainage dans la partie méridionale du long sillon de Boyeux-Nivollet-Lupieu dont les eaux paraissent s'être écoulées auparavant vers le Nord, si l'on en juge par les altitudes des seuils qui séparent les vallées actuelles. Malheureusement, il est difficile de déceler si ces deux replats sont bien des formes d'érosion ou s'ils ne coïncident pas avec les bancs durs subhorizontaux du Bajocien et surtout du Bathonien pour le replat occidental qui est le plus douteux.

Enfin au Sud de la gorge de l'Albarine la vallée de la Caline qui draine la partie orientale du massif de Portes offre elle aussi des témoins d'une ancienne vallée plus élevée que la vallée actuelle. Ce n'est en effet qu'une succession de gorges, avec profil longitudinal en pente forte, et de paliers, ces derniers étant souvent prolongés au-dessus des gorges par des replats de versants. Ainsi lorsque l'on remonte la vallée depuis Serrières (confluent avec l'Albarine : 283 m.) on s'engage d'abord dans une gorge dont la partie aval est occupée par des usines. Le thalweg monte sensiblement. Puis, vers 355 m., la vallée s'élargit au confluent de la Caline et du ruisseau d'Indrieu, et l'on débouche sur un palier qui, vu son altitude, constitue sans doute un reste de vallée quaternaire, à mettre en relation avec le remblaiement fluvio-glaciaire et un cours inter-glaciaire de l'Albarine. Le thalweg remonte ensuite sans que l'on ait cependant une nette rupture de pente, jusqu'à ce que, vers Conand, sous la hauteur effilée qui porte le hameau de Chariot, l'on atteigne un nouveau palier qui se tient à 440 m. environ et porte des prés nombreux. A ce palier succède ensuite une gorge étroite avec forte pente longitudinale par laquelle on accède à Charvieux. D'autre part, sur le versant oriental de la Montagne de Clézieu, donc sur la rive gauche de la Caline, on remarque que le hameau du Vachat occupe une banquette étroite et allongée qui s'incline légèrement vers l'aval entre 400 et 435 m.; il est malheureusement difficile de vérifier si ce n'est pas une forme structurale bien que les couches remontent un peu vers l'Ouest et que la carte géologique de Nantua indique à cet endroit un pointement liasique (diapir?) au milieu du Bathonien. Si ce replat n'est pas structural on peut y voir un témoin d'une vallée fini-pliocène recreusée ultérieurement à deux reprises, jusqu'à 355 m. puis au-dessous de 355 m. et prolongeant le palier de Conand qui semble bien constituer une trace du niveau pliocène supérieur.

6° *Le Valromey.*

Sans revenir sur la description de ce val rappelons que le trait essentiel du paysage est constitué par l'existence de deux séries de gradins étagés, sans compter les terrasses plus exiguës proches du lit actuel du Séran et de l'Arvière. C'est à l'étude du gradin inférieur qui s'abaisse de 800/760 m. au Nord à 500/450 m. au Sud que va être consacré ce chapitre. Les replats qui s'inclinent ainsi dans la même direction que l'actuel torrent du Séran se caractérisent par leurs étendue considérable, qui les transforme parfois en véritables plateaux et les distingue nettement des replats exigus plus élevés qui

datent du pliocène inférieur: ce sont même, peut-on dire, ces plateaux qui constituent la majeure partie du Valromey. C'est à eux seuls, et non pas aux maigres traces d'une érosion plus ancienne, que devrait être réservé ce nom de gradin. Nous essaierons de préciser plus loin la cause de cette extension. Contrairement à ce qui se produit pour les replats plus élevés il n'existe pas de disproportion aussi grande entre les aplanissements de rive droite du Séran et ceux de rive gauche: des deux côtés la forme de plateau étendu prédomine, et, si l'on voulait établir une distinction ce serait plutôt entre la partie Nord du Valromey et la partie Sud, les aplanissements de 450 à 550 m. étant plus disséqués par les ravins plus nombreux au Sud de Passin et Fitignieu. Néanmoins, étant donné la position occidentale du Séran dans le Valromey, c'est encore sur la rive gauche que se rencontrent les formes aplanies les plus vastes et c'est par ce côté oriental que nous commencerons.

La partie supérieure de la vallée du Séran (5), en dehors du Valromey proprement dit, offre sur sa rive gauche une banquette très nette, entre le rebord du plateau de Retord et la vallée encaissée du torrent qu'elle domine de 70 à 80 m. Inclivée très régulièrement du Nord au Sud, elle s'abaisse de 800 m. au Grand Abergement à 760 m. vers La Rivoire et Hotonnes, soit une pente douce de l'ordre de 12 ‰, et est suivie sur toute sa longueur par la route de rive gauche du Séran. Un placage glaciaire masque parfois les terrains en place et apporte fraîcheur et fertilité au paysage, où les champs prédominent. Mais ces dépôts quaternaires sont peu épais et en certains points, comme à La Rivoire et sous Rachet, on voit la surface du sol recouper en biseau les couches du Crétacé redressées vers l'Ouest et représentant la branche médiane de la trifurcation du synclinal du Valromey vers le Nord; sans doute est-il légitime de s'autoriser de ce fait pour considérer cette banquette comme un replat d'érosion typique, témoin d'un ancien fond de vallée actuelle du Séran, et cela bien qu'en d'autres points la surface topographique semble coïncider à peu près avec le Portlandien et le Valanginien largement étalés. La largeur peu importante et la régularité de l'abaissement de cette banquette vers le Sud ne font que confirmer ce point de vue.

Dans le Valromey proprement dit les formes d'aplanissement ne sont plus de simples banquettes recreusées par les torrents; elles s'épanouissent en véritables plateaux fort étendus que recouvre un placage glaciaire, au moins jusqu'à la latitude de Passin-Brénaz. Sous ces caractères nouveaux on devine un changement dans le mode de façonnement et l'intervention de facteurs de nature très diverse qui se conjuguent pour faire apparaître ce paysage de grandes plate-formes. Au Sud de la ligne Passin-Brénaz le relief est plus morcelé car les éléments aplanis sont disséqués par les ravins creusés par les torrents issus du Grand Colombier, Arvière et ruisseau de Brançon, et par des dépressions transversales nombreuses; mais la forme de plateau, quoique de dimensions plus modestes, y prédomine encore.

(5) 1/80.000* : Nantua S.E. — 1/50.000* : Nantua, Saint-Rambert et Belley.

Le type le plus caractéristique de ces grandes surfaces planes est offert par le plateau de Songieu-Chemillieu. Ses dimensions d'abord attirent l'attention : plus de 6 km. du Nord au Sud depuis le ruisseau de la Serra, vers Hotonnes, jusqu'au coteau de Poisieu, plus de 3 km. dans sa plus grande largeur à hauteur de Songieu. Sa forme est irrégulière car la partie Sud, vers Chemillieu, constitue un appendice plus étroit que la partie Nord, en raison de l'existence d'un petit ruisseau affluent de l'Arvière qui prend sa source entre Chemillieu et Larnin et a creusé un ravin déjà assez profond. Ses limites ne sont pas partout également nettes : dominant à l'Ouest et au Sud la terrasse de Lilignod et la dépression de Poisieu par un coteau vigoureux où l'Urgonien détermine parfois des abrupts troués de grottes (vers Bassieu par exemple), il n'est séparé du replat supérieur de Sothonod que par un talus assez mou tout empâté de glaciaire. Enfin, si dans l'ensemble il est d'une platitude assez grande (les altitudes oscillant autour de 740 m. au Nord de Songieu ne s'abaissent qu'à 710 m. au Sud de Chemillieu), si sur la plus grande partie de son étendue les placages morainiques affleurent seuls (il faut en excepter quelques plaques d'Urgonien au Sud de Chemillieu), ses aspects ne sont pas partout identiques. La traversée du plateau par la route d'Hotonnes à Poisieu suffit pour s'en convaincre.

Au Nord d'une ligne passant peu au Sud de Songieu nous avons sous les yeux un plateau ondulé où, vers 740 m., se succèdent de nombreuses collines, les unes, plus nombreuses, aux pentes molles, effilées parfois du Nord au Sud, faisant figure de drumlins, modelées évidemment dans les terrains glaciaires peu consistants et hétérogènes, les autres plus escarpées et abruptes où l'on voit affleurer le calcaire dur de l'Urgonien, bien que la carte géologique n'en fasse pas mention. D'autre part deux étangs apparaissent, l'un d'eux en bordure de la route, dont le fond argileux ne semble pas uniquement constitué par des boues glaciaires mais doit peut-être à l'Hauterivien plus marneux son caractère imperméable. Si l'on rapproche ces deux faits on est amené à conclure qu'ici l'Urgonien a été creusé et aminci par l'érosion au point de laisser peut-être parfois affleurer l'Hauterivien ; d'ailleurs les terrains ne sont pas partout aussi horizontaux que le laisserait prévoir la vue des strates sur les escarpements de Bassieu : on devine en certains points des ondulations locales dues peut-être à des phénomènes de « collapse structure » et recoupées par la surface topographique (fig. 4 et 23).

Au Sud de Songieu et surtout de Chemillieu, le paysage change : les ondulations et les collines disparaissent pour céder la place à des étendues beaucoup plus plates et aussi plus désolées, friches à l'herbe rase ou maigres taillis le plus souvent. Des débris glaciaires, surtout argileux, et de gros blocs revêtent encore ici et là cette banquette ; mais le placage est peu épais et, en de nombreux endroits, apparaissent à nu des dalles d'Urgonien horizontal qui trouvent la terre végétale et finissent par affleurer de plus en plus largement avant de constituer le coteau vigoureux, quoique très raviné de Poisieu. On est frappé de la subhorizontalité de cette partie du plateau : dans le Nord des altitudes s'abaissaient, très lentement mais de façon réelle,

vers le Sud; à partir de Chemillieu elles se maintiennent aux alentours de 715 mètres.

Comment expliquer les aspects de ce plateau de Songieu ? L'extension considérable de cette surface peut avoir pour cause une action antérieure de l'érosion et la collaboration de deux phases de creusement. Comme nous l'avons dit à propos du niveau pliocène inférieur, il est possible que l'érosion du début du Pliocène ait été plus active à cet endroit et qu'elle ait préparé l'action du creusement de la fin du Pliocène, qui aurait en quelque sorte retrouvé et remanié un aplanissement antérieur. Ce n'est qu'une hypothèse à peu près invérifiable. Mais ce qui est indéniable c'est le caractère composite et complexe du plateau de Songieu. Il faut en réalité distinguer dans ce plateau deux parties bien différentes par l'origine et la nature.

En dépit de l'existence du banc dur d'Urgonien qui rend délicate toute tentative pour caractériser cette plate-forme, on peut considérer la région septentrionale comme une surface d'érosion où l'Urgonien a été entamé ; la présence de galets morainiques dans les dépressions autorise peut-être à concevoir une usure pré-glaciaire par écoulement fluvial, avant le travail de râclage des glaces quaternaires qui représente sûrement l'essentiel. Les glaciers auraient ainsi continué, avec une intensité plus grande, l'œuvre d'un écoulement fluvial. Quant à la partie méridionale du plateau, celle qui s'étend au Sud de Songieu et surtout de Chemillieu, les traits du relief observés empêchent d'y voir autre chose qu'une surface substructurale, coïncidant à peu près avec le plan supérieur de l'Urgonien dur : ce caractère explique l'absence d'inclinaison vers le Sud qui étonne au premier abord. Il y a en quelque sorte passage d'une surface d'érosion entamée et abaissée à une surface structurale développée sur le calcaire subhorizontal. La comparaison de cette extrémité Sud du Plateau, restée élevée (715 m.), avec, sur la rive droite, la banquette de Lompnieu et Sutrieu, qui s'abaisse régulièrement (620 m. à la même latitude) incite à penser qu'à ce stade de creusement le Valromey se présentait comme une vallée dissymétrique, l'érosion étant plus active sur la bordure occidentale, tandis qu'à l'Est subsistait une surface substructurale ; on peut même concevoir le creusement déjà sensible de deux vallées, à l'Ouest et à l'Est, séparées par une plate-forme intermédiaire respectée par l'érosion sur les bancs durs de l'Urgonien.

Enfin la complexité de ce plateau se trouve accrue du fait que l'on rencontre, à l'Est de Chemillieu, une plaque de molasse burdigalienne gréseuse reposant très probablement sur l'Urgonien. La présence de débris d'origine continentale et le faciès gréseux, comme la position de la molasse qui plus au Sud repose indifféremment sur l'Hauterivien, le Valanginien et l'Urgonien, permettent d'affirmer l'existence de très anciens aplanissements, d'origine fluviale ou marine (surface d'abrasion ?), fossilisés par le Burdigalien dont des lambeaux ont été conservés dans ce compartiment effondré et qui ont été l'objet d'une étude dans un précédent chapitre (2^e Partie — Chap. IV). Il semble bien que sur le plateau de Songieu l'ancien aplanissement, débarrassé de sa couverture molassique, et sans doute, du remblaiement de cailloutis pliocènes, ait été remanié par une phase de creusement de la fin du Pliocène dont le plan d'érosion

aurait à peu près retrouvé cette surface. Ce remaniement d'une surface pré-burdigalienne par une érosion beaucoup plus tardive est de nature à expliquer la grande extension prise par un aplanissement qui n'est récent qu'en apparence. Nous retrouvons ici un exemple de polygénisme très proche de ceux que l'on peut observer sur les bas plateaux de la partie Nord du bassin de Belley.

Au Sud de Passin et Poisieu (6), nous entrons dans une région plus complexe: non seulement le relief est plus morcelé en raison de la présence de vallées nombreuses et profondes, mais aussi les petits plateaux, voisins par l'altitude, sont dissemblables par leur nature; on observe en effet dans ce secteur un mélange de formes structurales et de formes d'érosion et une analyse précise est nécessaire pour distinguer les unes et les autres.

Parmi les formes structurales on peut faire rentrer le plateau étroit, allongé du Nord au Sud, qui porte les bourgs de Champagne et de Vieu. Certes, au Nord de Champagne, l'Hauterivien et l'Urgonien sont juxtaposés et un pendage assez net vers l'Est s'observe dans l'Hauterivien le long de la route de Champagne à Passin. Mais nous sommes ici en bordure du plateau, qui dans sa partie supérieure paraît bien coïncider avec les dalles urgoniennes subhorizontales tandis qu'il passe latéralement à une surface entamée par l'érosion. Vers Champagne et Vieu, aucun doute n'est possible: le plateau correspond bien tout entier à l'affleurement d'Urgonien horizontal qui lui sert de support; l'Hauterivien plus marneux n'affleure que sur le pourtour et les versants. Depuis Dasin, au pied du Grand Colombier, on voit le plateau de Champagne, perché sur les escarpements urgoniens, se détacher nettement au-dessus de la dépression de Passin au Nord et du petit aplanissement de Linod ou « Sur les Champagnes » au Sud, où n'affleure plus que l'Hauterivien. C'est bien la présence de l'Urgonien dur qui vaut au plateau de Champagne son altitude plus élevée et lui confère un aspect de table structurale.

On peut en dire autant de la langue de terrain qui prolonge au N.-E. le plateau de Champagne et que suit la route de Champagne à Chassonod: il y a là une banquette étroite qui domine non seulement la terrasse située à l'Est de Charron et le ravin de l'Arvière, mais aussi, à un moindre degré, la dépression vallonnée de Passin et Muzin; cette altitude plus élevée et constante est due là aussi à la présence du banc dur subhorizontal d'Urgonien qui affleure souvent en dalles dénudées et que révèle l'aspect du paysage plus rocailleux et moins verdoyant. Enfin l'on pourrait citer, comme autre exemple de formes planes qui ne témoignent nullement d'un ancien fond de vallée, la banquette inclinée qui s'abaisse depuis le hameau d'Ouche jusqu'à la Vierge du Paradis, au S.-E. de Chavornay (ph. 24), à l'extrémité sud-orientale du Valromey: empruntée par la petite route de Talissieu à Chavornay, cette banquette suit exactement le pendage, vers le Sud-Est, de l'Hauterivien qui apparaît par

(6) 1/80.000° : Nantua S.E. — 1/20.000° : Belley n° 3 et 4 pour l'extrême Sud.

dessous sous la forme d'abrupts jaunâtres; en dépit du caractère marneux de ce terrain crétacé on peut la considérer comme une forme substructurale.

Mais ailleurs le dispositif structural n'est plus seul responsable des aplanissements que l'on observe entre les ravins récents: ce sont d'authentiques formes d'érosion que l'on rencontre, dont l'altitude s'abaisse de 600 m. à 480 m. environ du Nord au Sud et qui rentrent dans le système d'ensemble des replats inférieurs du Valromey. Tel est le cas de la dépression de Poisieu et Chassonod (600 m. environ) qui est située entre le coteau méridional du plateau de Songieu-Chemillieu et le plateau de Champagne. Il s'agit d'une région verdoyante, ondulée en croupes molles, sculptées dans les marnocalcaires de l'Hauterivien surmontée de placages glaciaires; l'Urgonien a ici disparu et l'Hauterivien lui-même est visiblement entamé; on a vu de plus, au S.-W. de cette dépression, le passage du plateau structural de Champagne à la surface d'érosion qui recoupe, sous un angle faible d'ailleurs, l'Hauterivien et l'Urgonien (près de la route de Champagne à Passin). On peut sans doute rattacher à cette forme témoin d'une ancienne vallée, les replats exigus qui apparaissent vers Lochieu et de part et d'autre du ravin du torrent affluent de l'Arvière qui coule à l'Est de Boirin: ces replats permettraient ainsi d'effectuer la liaison entre la partie Nord du plateau de Songieu et cette dépression de Chassonod et de reconstituer la vallée pliocène qui serait apparue, comme on l'a déjà supposé, à l'Est de la table structurale de Chemillieu.

Il n'est pas établi d'ailleurs que ces aplanissements soient uniquement le produit d'une phase d'érosion relativement récente et en tout cas postérieure aux mouvements pontiens. Comme pour certaines parties du plateau de Songieu le plan d'érosion récent, sans doute pré-glaciaire, paraît avoir retrouvé des surfaces miocènes, pré-burdigaliennes, qui ont été ainsi remaniées. A Chassonod comme vers Brénaz et Lochieu on trouve en effet des pastilles de molasse gréseuse burdigalienne, formée de roches d'origine diverse et à faciès détritique qui reposent indifféremment sur l'Urgonien et l'Hauterivien et indiquent la présence d'un ancien aplanissement réalisé aux dépens du Crétacé et fossilisé sous le Burdigalien. Les altitudes très différentes de ces pastilles (715 m. à Chemillieu, 610 mètres à Chassonod) et leur situation très diverse, tantôt sur des plateaux (Chemillieu), tantôt à flanc de coteau (vers Lochieu) ou dans le fond d'une vallée (vers Passin), ainsi que les pendages variés des grès, tendent à prouver que ces aplanissements très anciens ont été dénivelés par des cassures sans doute pontiennes, tel l'accident transversal soupçonné entre Passin et Lochieu qui a abaissé le Sud du Valromey, et déformés sensiblement, tout comme cela se produit dans la Michaille et le Val du Rhône, vers Bellegarde. A la faveur des bouleversements qui ont disloqué cette surface pré-burdigalienne, l'érosion relativement récente, pliocène et glaciaire, a retrouvé parfois les anciens aplanissements qu'elle a débarrassés de leur couverture molassique et des masses de débris post-pontiens; la réalisation des replats et des petits plateaux s'en est trouvée du coup grandement facilitée.

Plus au Sud (7) les replats qui paraissent pouvoir être légitimement rattachés au même système de formes sont situés à une altitude encore moins élevée, comprise entre 450 et 500 m., ce qui est normal puisque l'on se trouve tout près du débouché du Valromey. Peut-être faut-il comprendre dans ces aplanissements le plateau assez étendu qui s'étend entre les gorges de l'Arvière et le ruisseau de Laval et s'abaisse de 500 à 450 m. environ; sa traversée par la route de Don à Munet donne l'impression d'un plateau peu ondulé qui s'inscrit tantôt sur l'Urgonien et tantôt sur l'Hauterivien et qui pourrait bien lui aussi remanier une surface pré-burdigalienne (un lambeau de molasse burdigalienne est conservé au Nord vers Vaux-Valençon) (fig. 23). Encore un doute subsiste-t-il à cause du large affleurement d'Urgonien dur qui pourrait bien avoir influencé le modelé du terrain et permettre localement le dégagement d'une surface structurale. Il n'en est pas de même du petit plateau (460 m.) situé au Nord de Vaux-Morets et dénommé « Glaron » sur le plan directeur ainsi que de la butte très plane de « Sur les Champagnes » au Nord de Linod (470 m.), (ph. 24). Là, en effet, plus de trace d'Urgonien qui a été déblayé par l'érosion; les placages glaciaires reposent sur l'Hauterivien marneux, lui-même visiblement entamé: ce sont bien d'authentiques témoins d'une vague d'érosion pré-glaciaire et, sans doute aussi, interglaciaire. Nulle part on ne saisit mieux la différence entre les surfaces structurales que la présence d'un banc dur maintient à une altitude assez élevée, tel le plateau de Vieu (530 m.), et les replats d'érosion abaissés et façonnés dans les terrains sous-jacents, comme celui de « Sur les Champagnes » tout proche.

Enfin, on observe un replat appartenant au même système de formes, quoique d'aspect un peu différent, à l'Est du ruisseau de Laval dans la région de Chavornay. Il s'agit de la banquette, large seulement de 200 à 300 m., qui s'abaisse du Nord au Sud entre l'Ouest du hameau de Dasin (500 m.) et La Chapelle-de-Chavornay (450 m.); la petite route de Chavornay à Munet l'emprunte sur toute sa longueur (ph. 24). Le glaciaire empêche de déceler les pendages des terrains en place, mais l'Hauterivien est un terrain assez marneux, peu susceptible de faire naître un replat structural; nous avons vu de plus qu'entre Ouche et Talissieu, il s'abaissait nettement vers l'Est/Sud-Est et rien ne permet de penser qu'il n'en est pas de même au Nord de ce point. Ces constatations jointes à l'identité des altitudes entre cette banquette et les petits aplanissements précédemment étudiés, permettent de voir dans ce replat une forme réelle d'érosion. En outre, loin de remanier une surface pré-burdigalienne, comme c'était le cas de certains des plateaux situés plus à l'Ouest, il s'en distingue et c'est ce qui ajoute à son originalité. En effet, aucun talus raide ne borde la banquette à l'Ouest; c'est au contraire une surface en pente douce, inclinée vers l'Ouest, qui prend place entre elle et les escarpements dominant le ruisseau de Laval. Or, sur cette pente douce sont plaqués des lambeaux de molasse burdigalienne,

présentant ici un faciès de grès verts à allure poudinguiforme avec nombreux cailloux roulés liés par un ciment, en particulier à Chavornay et à l'Ouest de Dasin. C'est l'indice d'un aplanissement sub-aérien ou d'une surface d'abrasion marine datant du Burdigalien, tronquant le Crétacé et déformée par la suite. On peut donc considérer que la surface pré-burdigalienne est représentée par cette pente douce et se distingue à la fois de la banquette structurale observée au S.-W. d'Ouche et des replats plus récents et restés horizontaux de La Chapelle, Vovray et Dasin. C'est en somme la reproduction, à une échelle réduite, de ce qui se passe dans la Michaille [100] où l'on peut aussi discerner d'une part des lambeaux de surface pré-burdigalienne basculés vers l'Est et d'autre part les replats pliocènes horizontaux que l'on suit de Billiat à Châtillon-de-Michaille.

Tournons maintenant nos regards vers la rive droite du Séran.

Comme sur la rive gauche, la vallée supérieure du Séran en amont de Ruffieu offre une banquette très nette qui s'abaisse de 800 m. à 740 m. environ entre le Petit-Abergement (talus supportant la Madone) et Ruffieu; elle se continue, nous le verrons, normalement vers le Sud. Dominée par les replats élevés des Loges et de Buisson, cette banquette correspond exactement à celle que l'on a observée sur la rive gauche entre le Grand Abergement et Hotonnes; comme cette dernière elle est utilisée par la route qui dédaigne la vallée encaissée actuelle et elle est largement recouverte de glaciaire. On est donc tenté d'y voir une trace importante d'un fond de vallée antérieur au creusement récent du Séran. Certes, la largeur des affleurements du Portlandien que l'on devine sous le glaciaire peut faire penser à une banquette structurale. Toutefois, la simple lecture de la carte géologique montre que les terrains sont inclinés vers l'Est puisque le Kimmeridgien qui affleure à plus de 800 m. à la limite Ouest de cette banquette se retrouve à moins de 700 m. dans la vallée du Séran à l'Est. En outre, diverses observations sur le terrain montrent que l'on a bien affaire à un replat d'érosion: quelques affleurements apparaissant à la faveur de petites tranchées le long de la route entre Le Petit Abergement et Ruffieu ou dans des fronts de taille de petites carrières laissent voir les terrains du Jurassique supérieur en pendage de 8 à 15° vers l'Est. Les replats dont la route longe la base recoupent nettement ces strates. De plus, à quelques centaines de mètres seulement au Nord de Ruffieu, la présence de deux petits crêts faisant face à l'Ouest près du chemin du Bouchet-Guillon montre la réalité des ondulations locales des couches qui dessinent un petit anticlinal entre la base du Planachat et le Séran; la carte géologique mentionne d'ailleurs à peu près à cet endroit un redressement des terrains vers le N.-W. Or, dans l'ensemble la surface topographique a tronqué ces ondulations locales, avant qu'un léger creusement récent n'affouille les niveaux plus tendres. La banquette de rive droite du Séran est donc bien un reste d'une phase d'érosion ancienne.

Cet aplanissement se continue au Sud de Ruffieu, dans le Val-romey, par la banquette la plus nette et la plus développée en longueur du val; de Ruffieu à Fitignieu elle n'est disséquée par aucun ravin, si bien qu'elle prend l'aspect d'un véritable plateau allongé

sur plus de 8 km., parfois assez étroit comme au droit de Lompnieu et Sutrieu, et qui s'abaisse très régulièrement de 760 m., vers Ruffieu, à 575 m. environ aux alentours de Fitignieu (fig. 23). Cette banquette a une grande importance dans le paysage humain du Valromey: c'est là que se sont installés les gros bourgs du val, tel Ruffieu, et les riches terroirs, facilement cultivés sur ces étendues planes, surtout au Sud de Lompnieu où le placage glaciaire est plus abondant; en outre, elle offre aux voies de communication un parcours aisé, dépourvu de ressauts: une fois passé les rampes de La Faverge à Fitignieu, la principale route du Valromey parcourt cette banquette sur plus de 12 km. et passe insensiblement de 575 m. à 800 m., sans que l'on s'aperçoive aucunement de la pente; aussi était-elle longée par la voie de l'ancien chemin de fer départemental qui accédait à Ruffieu. Toutes les apparences topographiques sont donc réunies pour que l'on considère cette banquette comme un témoin d'une ancienne vallée plus élevée, s'abaissant vers le Sud. L'examen du dispositif structural n'est cependant pas aussi concluant, du moins de prime abord. L'Hauterivien s'y étale en effet sur des étendues considérables, soit qu'il affleure comme entre Ruffieu et Lompnieu, soit qu'il soit recouvert d'un placage morainique qui n'en laisse paraître que des lambeaux; l'observation des dalles, possible en certains points seulement, montre que les couches sont parfois à peu près horizontales. Il n'est pas douteux qu'en certains points on ait affaire à une surface substructurale.

Mais il n'en est pas de même partout et peut-être ici plus qu'en d'autres vallées du Bugey, est-on en droit de penser que d'anciens écoulements ont pu coïncider avec la présence de bancs subhorizontaux. On constate en effet ailleurs un pendage des couches vers l'Est, vers la gorge du Séran, où le même Hauterivien affleure à une altitude moins élevée: en ces endroits, notamment près de la bordure orientale de la banquette, la surface du sol recoupe les strates, sous un angle faible d'ailleurs. On peut observer aussi que, par comparaison avec ce qui se passe sur la rive gauche du Séran sur le plateau de Songieu, l'Urgonien a disparu et que l'érosion a fait apparaître ici l'Hauterivien, nettement moins résistant et peu susceptible d'expliquer sur de grandes étendues l'existence d'une surface structurale. Bien plus l'examen de la région située entre Ruffieu et Lompnieu où la roche en place affleure largement laisse une impression de dalles très érodées, de terrain bien entamé et râclé par un puissant agent d'érosion, à la fois par des nappes d'eau pré-glaciaires et aussi sans doute par les glaces quaternaires qui ont continué et accentué le façonnement: beaucoup de galets striés indiquent la présence de la moraine de fond et la réalité de ce travail du glacier. Enfin, la correspondance des altitudes entre cette banquette et les replats de rive gauche du Séran déjà examinés incite à la ranger dans la même catégorie de formes et à y voir une trace de vallée ancienne, étant bien entendu toutefois que l'on n'a sans doute pas sous les yeux uniquement une forme pré-glaciaire, mais que le travail des glaces, près du versant occidental très redressé du Valromey, a dû remanier fortement et abaisser les témoins d'une vallée plus ancienne. D'ailleurs, l'abaissement, régulier, mais très sensible, de cette ban-

quette (760 à 575 m.) en regard du caractère presque horizontal du plateau de Chemillieu de l'autre côté du Séran tend bien aussi à prouver que la bordure occidentale du Valromey était le lieu de passage d'une vallée individualisée, à côté d'un interfluve central plus respecté par l'érosion où l'Urgonien se maintient en formant une table structurale plus élevée.

Plus au Sud (8) les vallées sont plus nombreuses, vallée du Séran et des ravins affluents de rive droite comme le Bief de la Scie, et la dissection des plateaux inférieurs plus avancée: il ne subsiste guère que des replats étroits et des collines aplaties. Peut-être est-il légitime de considérer comme traces d'érosion prolongeant vers le Sud la banquette de Ruffieu-Fitignieu les replats situés au S.-W. de Luthézieu, suivis par la route de Belmont au col de la Lèbe, et l'étroite banquette qui s'allonge du Nord au Sud entre le ruisseau de Muffieu (Est de Glargin) et le Séran. Compris entre 550 et 500 m. ces replats s'inscrivent certes sur l'Hauterivien peu dérangé; mais par leur attitude et leur inclinaison, ils paraissent bien prolonger la banquette de Fitignieu et sont d'autre part nettement distincts des formes de creusement plus récentes, telles que la vallée suspendue de Sammonod-Belmont (450-430 m.) ou la terrasse de Massignieu. Enfin un dernier témoin de ce niveau d'érosion se rencontre sur la colline aplanie du château d'Hostel: il y a là, vers 530-500 m., un plateau minuscule (ph. 24), mais très net, cerné de pentes raides, surtout au Sud, qui ne correspondent à aucun accident tectonique, et complètement isolé entre la vallée suspendue de Sammonod-Belmont et les entailles du ruisseau de Muffieu, du Flon et du Séran. Les couches, là aussi, sont subhorizontales, mais l'Hauterivien, d'ailleurs marneux, est entamé et on ne saurait y voir une butte structurale. Il s'agit plutôt d'une butte-témoin de l'ancien fond de vallée que nous suivons depuis le Petit-Abergement et Ruffieu, distincte du plateau plus élevé de Champagne et Vieu encore couronné d'Urgonien dur, en tous points semblable au contraire au replat de « Sur les Champagnes » et aux aplanissements situés à l'Est du ruisseau de Laval.

Après avoir relevé des témoins de cette phase d'érosion et de ces anciens fonds de vallée, il faut essayer de définir les modalités de cette érosion, de la dater et de chercher les débouchés de ces vallées vers le Sud.

Nous avons vu qu'un des traits essentiels de ces surfaces planes recreusées par les ravins plus récents est leur étendue: sauf à l'extrême Sud du Valromey où la dissection est plus avancée, ce ne sont pas des replats au sens habituel du mot, mais de véritables plateaux dont les dimensions étonnent. Pour expliquer leur étendue et leur genèse, il faut se référer à l'évolution un peu spéciale du Valromey depuis la grande phase orogénique du Pontien. En examinant les morsures d'érosion plus élevées qui accidentent ici et là les versants du val, on a vu que cette dépression avait dû être envahie par un épais remblaiement de matériaux détritiques arrachés aux

chaînes et plateaux voisins immédiatement après le plissement pontien, donc au Pliocène inférieur et moyen; on a vu aussi que c'est en fonction de cette surface de remblaiement que se creusaient les replats exigus sur les versants en roche dure. Que s'est-il passé ensuite à la fin du Pliocène? On sait par de nombreux autres exemples relevés en Bugey que le soulèvement des Alpes au Pliocène supérieur a aussi affecté le Jura méridional, sur une échelle plus réduite évidemment. Dans ce val encombré de débris la reprise d'érosion consécutive à ces mouvements du sol n'a pu consister partout en un recreusement en roche dure; l'érosion s'est surtout employée à débayer les matériaux accumulés depuis le Pontien et même la molasse miocène que l'effondrement de ce compartiment abaissé et les cailloutis pliocènes avaient protégée de la destruction. En dehors, de replats peu étendus et assez rares qui paraissent être le fait de la seule phase d'érosion fini-pliocène et ne rien devoir à des influences étrangères, cette reprise du creusement a surtout eu pour résultat de faire apparaître deux catégories de formes.

D'une part, le déblaiement des masses de débris a mis à jour des bancs plus durs, Urgonien surtout, parfois Valanginien, qui ont stoppé le creusement des nappes d'eau, puis des glaciers, par la résistance qu'ils offraient; ainsi se sont réalisées des surfaces structurales ou au moins substructurales constituant de vastes plateaux comme celui de Songieu. D'autre part, en évacuant non seulement les cailloutis pliocènes, mais aussi la molasse, la vague d'érosion du Pliocène supérieur a retrouvé et remanié, sous un angle qui paraît souvent très faible, des lambeaux de très anciens aplanissements pré-burdigaliens fossilisés par la molasse et les débris continentaux plus tardifs. Parfois, nous l'avons vu, des pastilles de Burdigalien reposant indifféremment sur les diverses couches crétacées permettent d'identifier avec sûreté ces très vieilles surfaces; ailleurs, leur reconstitution est plus hypothétique mais peut sans doute être tentée d'après les altitudes et les coupes géologiques. Il y a eu en somme, en ces points, conjonction de deux phases d'érosion séparées par une très longue période, le plan d'érosion du Pliocène supérieur ayant retrouvé celui du lointain Burdigalien longtemps fossilisé, et cette collaboration de deux phases d'érosion très différentes est une autre justification de l'importance prise par les plateaux qui constituent l'essentiel du Valromey. Nous retrouvons ici le processus qui a caractérisé l'évolution morphologique des bas plateaux du Nord du bassin de Belley.

Ainsi la vague d'érosion du Pliocène supérieur, suscitée par un soulèvement limité du Bugey, s'est surtout exercée dans le sens du dégagement de formes structurales ou de la résurrection et du remaniement de formes aplanies beaucoup plus anciennes. Ce sont ces dernières, reliées entre elles par des aplanissements moins composites, qui constituaient le théâtre essentiel des écoulements fluviatiles et, plus tard, des langues glaciaires; c'est à leur niveau que s'est réalisée la ou plutôt les vallées qui occupaient le Valromey à la fin du Pliocène. Là réside l'originalité du paysage morphologique et du processus de l'érosion en Valromey au Pliocène supérieur.

Enfin, comme pour le niveau Pliocène inférieur, le problème se pose du débouché de ces vallées vers le Sud et de leur relation avec la cluse des Hôpitaux et le bassin de Belley. On a vu que les formes aplanies s'abaissaient dans le Sud du Valromey jusqu'à des altitudes qui oscillent entre 450 et 500 m. dans la région de Chavornay et au-dessus d'Artemare; ces altitudes peuvent fort bien s'accorder avec celles que l'on relève sur les petits plateaux du bassin de Belley et sur les replats entaillés dans les chaînes de bordure (400 à 450 m.) et qui ont été rapportés au Pliocène supérieur. Il semble donc bien que les plateaux inférieurs du Valromey fassent partie d'un système d'érosion et d'écoulement hydrographique cohérents de la fin du Pliocène dont on retrouve de nombreuses traces dans le Bas-Bugey. Il est possible enfin que ces aplanissements du Valromey puissent être reliés aux replats inférieurs que l'on observe ici et là sur les versants de la cluse des Hôpitaux entre 500 et 400 m. et qui semblent s'abaisser de l'Est vers l'Ouest. Ainsi, contrairement à ce qui se passait au début du Pliocène, peut-on sans doute concevoir à cette époque une unité hydrographique de la cluse et un écoulement continu dont les eaux du Valromey auraient été tributaires: il n'est pas interdit de penser qu'il s'agissait du Rhône pliocène qui, si l'on en croit l'observation des dépôts, a emprunté à deux reprises la plus grande cluse composée du Jura méridional.

CHAPITRE VII

LES NIVEAUX CYCLIQUES PLIOCÈNES (Fin)

B. — LES BAS NIVEAUX DU PLIOCÈNE (Fin)

II. — BORDURE OCCIDENTALE ET BAS-BUGEY

1° *Caractères généraux.*

Nous avons vu que, par suite d'une surrection plus accentuée du Jura oriental et aussi peut-être à cause de l'assèchement définitif du lac bressan, une grande partie du drainage de la fin du Pliocène dans le Jura méridional se trouvait dirigée de l'Est vers l'Ouest. On s'explique ainsi que les replats les moins élevés que l'on observe dans la bordure Ouest et qui sont cependant antérieurs aux terrasses fluvio-glaciaires soient situés à une altitude inférieure à celle qu'atteignent les replats de même type dans l'intérieur de la chaîne. Au lieu des 600-550 m. du Haut-Bugey, ce sont ici les altitudes voisines de 400 m. qui prédominent avec, bien entendu, toutes les transitions possibles dans la zone intermédiaire. Pareil fait s'observe dans le Bas-Bugey qui a toujours été une zone de subsidence et a évolué, à bien des égards, comme la bordure occidentale du Bugey. Aussi avons-nous réuni ces deux régions dans un même chapitre. Enfin les traces du niveau pliocène supérieur ne se présentent pas partout sous les mêmes aspects : si les replats de versants et les encoches sont encore les formes prédominantes, il est possible de déceler d'anciens fonds de vallées encore occupés par des dépôts caractéristiques et parfois, quand le plan d'érosion de la fin du Pliocène a retrouvé un plan d'érosion très antérieur, ce sont de véritables plateaux très étendus qui se trouvent alors dégagés.

2° *Monts Berthiant — Vallée de l'Ain (1).*

Sur le versant oriental des Monts Berthiant (fig. 29), le replat de Mornay a été déjà en partie étudié à propos des traces du niveau pliocène inférieur (cf. chapitre précédent). Rappelons seulement que,

(1) 1/80.000° : Saint-Claude S.E. et S.O. et Nantua N.O. — 1/50.000° : Nantua et Moirans.



Photo 27

Débouché méridional de la cluse des Isles, un kilomètre au Nord-Est de Champfromier. Relief appalachien typique d'âge récent, avec barres que traversent la route de Chézery à Champfromier et la voie ferrée de l'ancien tramway.



Photo 28

La haute chaîne à l'Est de Chézery (col du Gralet). Vue vers le Nord. Au premier plan, sur les revers de crêts, karstification très poussée faisant apparaître un paysage chaotique : lapiez, dolines, vallées aveugles et buttes du type «hums». Au fond, arête de la Roche et sommet du Reculet, où l'on distingue un chapeau de rauracien décollé du flanc Est de l'anticlinal.

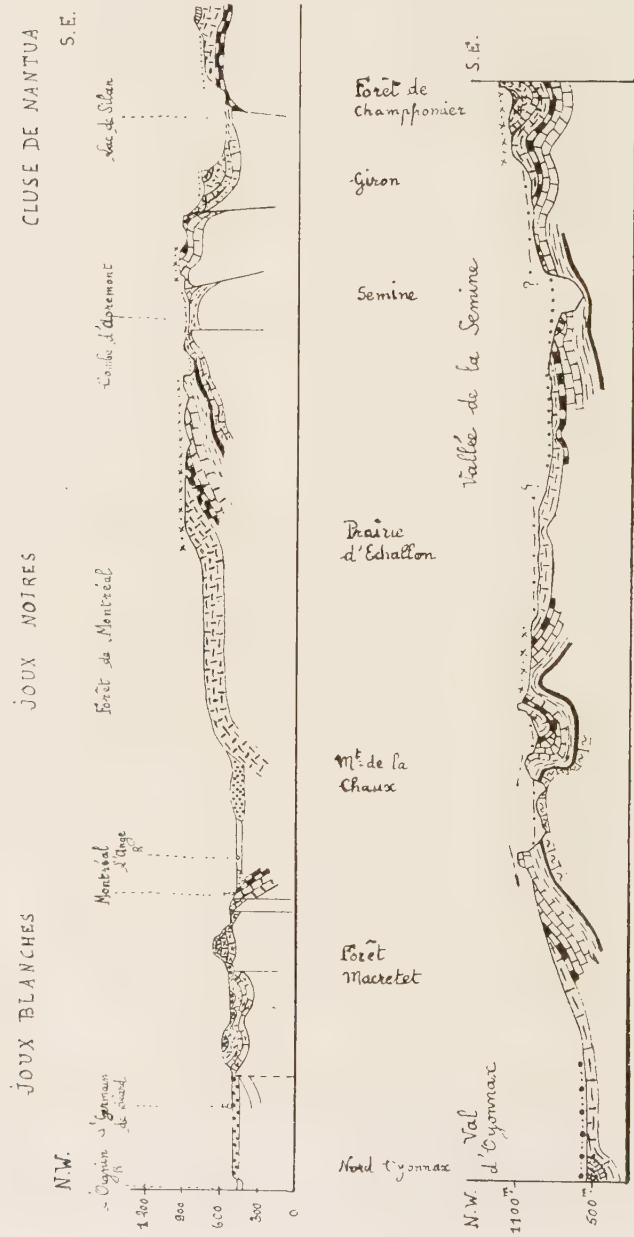


Fig. 30. — Coupe de l'Oignin au Sud-Est du lac de Silans. A l'Ouest, le Haut-Bugey occidental, avec les larges vaux de l'Oignin et de l'Ange, encadrant les synclinaux perchés des Joux Blancs. A l'Est, la grande chaîne des Joux Noires, avec ses plateaux substructuraux, ses aplanissements karstiques et ses combes, et l'auge glaciaire du lac de Silans (section de la cluse, composée de Nantua).

Hauteur = 1 : 80 000.
Largeur = 1 : 60 000.

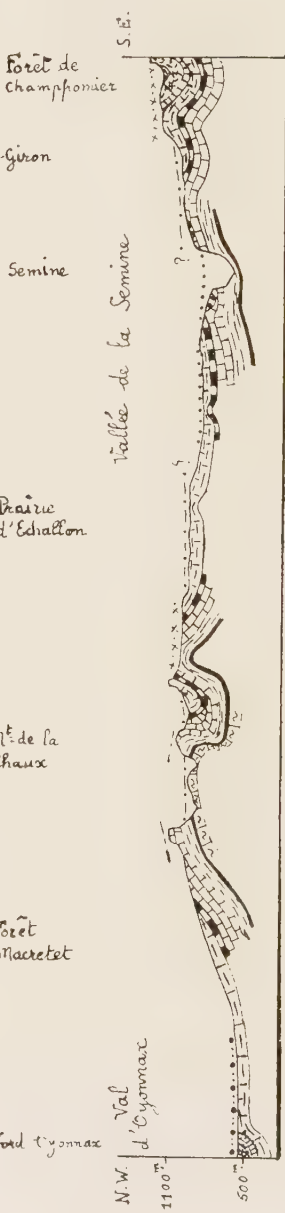


Fig. 31. — Bordure Nord du Haut-Bugey central. Large plaine d'Oyonnax, zone complexe du Mont de La Chaux, avec synclinal à demi-perché, grande vallée de la Semine au Sud de Belleydoux, offrant des témoins probables de ses stades d'enfoncements successifs, et bordure Ouest de la surface karstique de la forêt de Champfontier.

Hauteur = 1 : 80 000.
Largeur = 1 : 60 000.

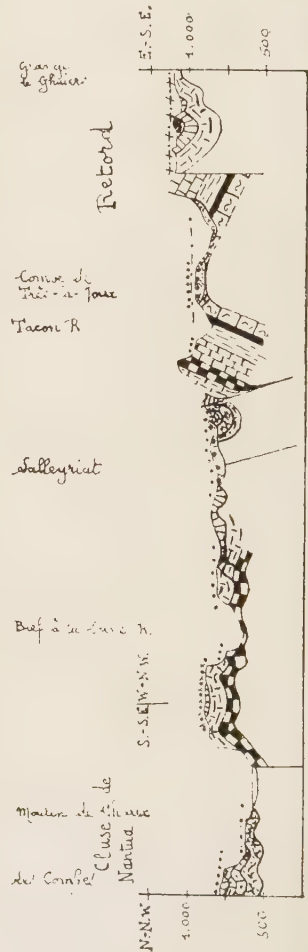


Fig. 32. — Coupe de la cluse de Nantua (Moulin de Charix) à la bordure Est du Retord. Aplanissements pliocènes, remanant parfois des surfaces plus anciennes, dominant la cluse de Nantua. Grande combe de Très-la-Joux, creusée par les deux branches du Tacon bugiste à partir de cette cluse et vieille surface du Retord soulevée, karstifiée et légèrement recreusée par endroits (relief apalachien).

H = 1 : 50 000, L = 1 : 80 000.

dans cette région de transition entre le Haut-Bugey et le Revermont, les plans d'érosion des deux niveaux pliocènes ont presque coïncidé et que les attaques de la fin du Pliocène se sont exercées aux dépens d'aplanissements déjà bien développés, se contentant de les recréuser légèrement. C'est ainsi qu'un peu en contre-bas du plateau d'Heyriat-Crépiat et de la vallée utilisée par la route de Mornay à Crépiat apparaît, à 600 m., le replat qui porte le village de Mornay. Il est prolongé au Sud par une vallée subhorizontale, affouillée à l'Ouest de la barre calcaire qui porte l'église, à l'emplacement d'un anticlinal faillé dont elle tranche les divers terrains. Ce replat est très nettement suspendu au-dessus du ravin de l'Enouz qui est évidemment l'œuvre d'une érosion récente, tant est grande la fraîcheur de ses formes; l'Enouz qui, contrairement à ce qu'indique la carte d'Etat-Major, prend sa source sur le replat dans le village même de Mornay, serpente d'abord paresseusement au milieu des prés quand il n'est pas asséché à la fin de l'été; puis il se précipite dans l'étroite entaille en V aigu du ravin et son thalweg présente ici une rupture de pente nettement cyclique. En outre, au-dessus du ravin, on note la présence de deux replats, d'altitude légèrement inférieure à 600 m., qui sont autant de traces d'une ancienne vallée raccordée au replat de Mornay et recreusée ultérieurement: l'un est situé à l'Ouest et au-dessus de Perrignat, l'autre à peu près à l'emplacement où la route directe de Mornay à Nurieux effectue son grand lacet vers le Sud.

Il s'agit encore, avec le replat de Mornay, de formes situées aux alentours de 600 m. Sur le versant occidental des Berthiant, qui domine la vallée de l'Ain, c'est vers 400-450 m. que l'on rencontre des surfaces aplanies qui peuvent être rangées dans la même catégorie de formes. C'est que nous sommes ici en bordure d'une importante artère de drainage et que, par son intermédiaire, des relations plus directes et régulières se sont toujours établies entre ce versant des Berthiant et les plaines de la Saône. Dans la série des formes étagées que nous avons observées entre l'Ain et le col de Berthiant, la région des hameaux de Sonthonnax (qu'il ne faut pas confondre avec Sonthonnax-la-Montagne au Nord de Mornay) et de Balvay doit retenir notre attention (fig. 29). Sous le rebord du plateau supérieur de Solomiat et Lessard, il y a là en effet, vers 450 m., un palier bien développé qui porte le hameau de Balvay; il est dominé par la curieuse hauteur cônique de Balvay et d'autres sommets du même genre à l'Ouest de Sonthonnax, entre autres la cote 502; ce palier est lui-même entaillé par une étroite vallée en pente douce à l'amont, mais forte dans sa partie aval, qu'emprunte la petite route de Sonthonnax à Serrière-sur-Ain. Ce petit plateau de 450 m. environ recoupe les terrains les plus divers, du Bajocien à l'Astartien; il nivèle en outre, au Nord-Ouest de Balvay, une dislocation importante; enfin, si son rebord occidental longe, au Nord-Est de Serrière, une faille, il n'en est rien à l'Ouest de Balvay. Il s'agit donc bien d'une surface d'aplanissement séparée des replats supérieurs par un ressaut vigoureux qui, nous l'avons vu, ne doit rien non plus à la tectonique. Les buttes côniques comme celle du Balvay qui, par leurs formes escarpées, témoignent d'une érosion vigoureuse, exacerbée

par le profond et proche niveau de base de l'Ain sont sans doute des témoins d'une vallée plus ancienne et plus élevée (pliocène inférieur) dont les replats de Solomiat et Leyssard constituent par ailleurs des reliques beaucoup plus étendues. Quant à la vallée du hameau de Sonthonnax, elle a été creusée par une reprise d'érosion ultérieure, et son affouillement a été de toute évidence guidé par la dislocation qui passe à cet endroit; mais elle est un peu suspendue au-dessus de la terrasse fluvio-glaciaire de Serrière.

Nous sommes ainsi en présence d'un replat témoin d'une vallée ancienne, dont le creusement doit se situer au Pliocène supérieur. D'autres traces s'observent au-dessus de la vallée actuelle de l'Ain. En face de Balvay, sous le Balmont, on note la présence, vers 450 m., d'une légère interruption de pente qui pourrait être aussi un reste d'ancien fond de vallée de la même époque et correspondre au replat de Balvay; mais l'indication est ici beaucoup moins précise. En amont du confluent de l'Ain et de la Bienne, au-dessus de cette dernière rivière, on relève la présence de replats appartenant à cette même catégorie: au Nord-Est de Lavancia, sous la Forêt de Balme, vers 450 m., et, en face, au-dessus de l'encoche beaucoup plus récente utilisée par la route de Lavancia à Jeurre, vers 450 m. aussi, sous la « Côte des Arêtes ». Citons aussi des paliers qui apparaissent à l'Ouest et à l'Est de Dortan (vers la gare en particulier) vers 430-400 m. et dont l'altitude plus basse s'expliquerait par un travail actif de l'érosion ultérieure près de cette cluse; mais la présence de bancs durs subhorizontaux empêche de se montrer complètement affirmatif, quoique la coïncidence d'un ancien fond de vallée avec une couche dure puisse fort bien être admise.

En aval, d'autres traces de cette vallée de l'Ain immédiatement pré-glaciaire semblent pouvoir être décelées, au-dessus de Merpuis et de Champeillon en particulier. En tout cas, on peut reconnaître, près du débouché de l'Ain dans la plaine, la présence d'un cours finipliocène de cette rivière au col situé à 390 m. près du hameau de Breignes, entre le Veyron et le vallon de l'Écotay: il y a là des chailles jurassiques et des cailloutis fluviaux à gros galets calcaires plus ou moins roulés, parfois aplatis, que la notice de la carte géologique de Nantua attribue à un cours de l'Ain pliocène; on les retrouve sur le versant gauche du vallon de l'Écotay où ils ne sont plus en place. L'Ain aurait donc décrit un méandre vers l'Est à la fin du Pliocène et nous aurions ainsi à Breignes l'aboutissement de la vallée du Pliocène supérieur dont nous avons retrouvé des traces en amont.

3° *Bugey occidental* (2).

Dans l'arrière-pays d'Ambérieu qui s'étend entre la plaine de l'Ain et les hauteurs de Résinand-Evosges, pays si varié et articulé, on retrouve par endroits des indices qui attestent que le cycle pliocène supérieur a mordu là aussi. Les traces en sont cependant assez fugitives: la raison en est sans doute que, après le déblaiement de la

(2) 1/80.000° : Nantua N.O. et S.O. — 1/50.000° : Saint-Rambert.

plaine de l'Ain, les rivières, remontant à partir de ce niveau de base proche et disposant de volumes d'eau plus abondants qu'aujourd'hui, ont dû effacer une bonne partie des reliques de l'époque pré-glaciaire. On a déjà noté (cf. chapitre précédent) l'altitude assez basse du col de Montratier (420 m.) entre le Bief de Fougé et la branche Nord du Riez: il doit être un témoin de ce système de drainage fini-pliocène de 400 m. C'est probablement au cours de cette période du Pliocène supérieur que s'est produite la désorganisation du drainage dans le sillon Cornelle-Boyeux-Nivollet et sa fragmentation: les deux branches du Riez, reculant leurs sources, ont capté un écoulement qui jusque-là était longitudinal, sans doute dirigé du Sud au Nord dans la majeure partie du sillon. La partie amont des deux ruisseaux est située aux alentours de 400 m.; mais bientôt ils s'encaissent, actionnant par leur force motrice accélérée de nombreux moulins, indice d'une reprise d'érosion récente.

Dans la vallée de l'Oiselon elle-même qui semble plus ancienne on peut distinguer au moins deux parties séparées par une rupture de pente qui paraît bien cyclique. En effet, quand on descend de Nivollet à l'Abergement-de-Varey, on constate qu'un peu en amont de ce dernier village, la pente du thalweg diminue: il y a un véritable palier vers 400-390 m., avec fond de vallée assez large et plat, où l'Oiselon paresse un moment et s'attarde en sinuosités. Puis la pente s'accélère brusquement, l'eau coule de cascabelle en cascabelle, tandis que la vallée se resserre en un défilé étroit, surtout à hauteur de la carrière exploitée à l'Ouest de Dalivoy où l'Oiselon traverse une barre de calcaire dur. Puis la vallée s'élargit et la pente du thalweg diminue vers 330-320 m. et nous verrons que cette altitude se retrouve fréquemment dans un niveau fluvio-glaciaire. Le village de l'Abergement-de-Varey paraît marquer ainsi la limite de la remontée de l'érosion quaternaire; en amont, nous serions en présence d'un fond de vallée immédiatement anté-glaciaire. Enfin, on peut sans doute ranger parmi les formes fini-pliocènes le plateau de Chenavel et du Bois de Charmontay, entre Poncin et Jujurieux (fig. 22): surface subhorizontale se tenant vers 400 m. et recoupant les terrains du Jurassique supérieur, il est recouvert de cailloutis pliocènes, quartzites très patinés emballés dans un limon argileux. Ce plateau dérive d'ailleurs sans doute d'une surface pré-pontienne, fossilisée par la molasse et déformée, que l'on voit apparaître non remaniée, semble-t-il, dans les plateaux plus élevés situés au Sud entre le Riez et l'entrée de la cluse des Hôpitaux.

4° Molard de Don (3)

Si dans l'arrière-pays d'Ambérieu, les traces de drainage immédiatement pré-glaciaire ne sont pas toujours très nettes, en revanche le versant occidental du Molard de Don offre des exemples très apparents de morsures du niveau pliocène supérieur. C'est dans la région de Lhuis (fig. 14) que se trouve une de ces formes les mieux conservées. On a vu (cf. chapitre IV) l'aspect étagé que revêtaient les acci-

(3) 1/80.000° : Chambéry N.O. — 1/50.000° : Belley et Montluel.

dents du relief entre le synclinal d'Innimont et le Rhône. Sous les dépressions élevées (600 m.) de Marchamp-Lompnaz et de Seillonnaz on note la présence d'un gradin inférieur dont l'altitude est de 400 m. environ. Il apparaît sous la forme d'une nouvelle vallée longitudinale, orientée N.-W./S.-E. et jalonnée par les hameaux de Crept et Millieu et par le gros bourg de Lhuis. Encadrée par les hauteurs du Bois de Luide et de la cote 636 d'une part, du Bois de Souhait et du Bois de la Mareraie d'autre part dont les sommets aplanis sont les restes de la surface pré-pontienne basculée vers l'Ouest, cette vallée tranche les terrains très divers du Kimmeridgien, du Rauracien et même du Bathonien, généralement redressés vers l'Ouest et parfois disloqués par des failles. Il s'agit donc bien d'un aplanissement. Cette surface d'érosion est nettement suspendue au-dessus de la plaine actuelle du Rhône : on voit en effet la Brivaz s'encaisser fortement et dévaler vers le Rhône avec un fort courant qui actionne des moulins. Il est à noter que cet encaissement se produit bien en amont de la dépression longitudinale, preuve que l'érosion régressive récente a pénétré profondément; mais la trace d'un ancien écoulement N.-W./S.-E. à un niveau plus élevé est encore marquée par la direction N.-W./S.-E. qu'a gardée la rivière entre la cluse du Bois de Luide et le hameau de Crept. La Brivaz s'est en somme enfoncée plus tard sur place et son tracé garde ainsi la marque de son origine hétérogène. Au Sud-Est, la vallée de Lhuis paraît encore nettement suspendue au-dessus de la basse plaine du Rhône : la cluse de Rix la relie au Rhône par un ravin drainé; plus au Sud c'est par une vallée sèche en pente très forte, empruntée par la route de Lhuis au Port de Groslée, que la région de Trieux, suspendue à 382 m., communique avec la vallée du Rhône.

Plus au Sud-Est encore, la région du lac de Crotel qui nous a déjà fourni un exemple de la morsure du cycle pliocène inférieur offre aussi un indice indiscutable de l'attaque du cycle pliocène supérieur (ph. 25). Quand on emprunte le chemin d'Arandon au lac de Crotel, on s'élève d'abord au-dessus d'un ravin fort escarpé qui franchit en cluse les couches de Rauracien très tourmentées et disloquées, d'abord redressées vers l'Ouest, puis au contraire remontant vers l'Est. Les versants de la partie inférieure de ce ravin, en V aigu, disent assez le travail intense d'une érosion récente. Mais subitement l'impression change : on débouche en effet, vers 410-420 m., sur une vallée N.-W./S.-E. herbeuse, mollement ondulée, qui est une combe monoclinale modelée dans l'Oxfordien marneux, entre les crêts de Rauracien à l'Ouest et la montée un peu moins abrupte, mais cependant assez raide vers l'Est, vers le noyau anti-clinal bathonien dont les couches sont en fort pendage. De cette vallée aux formes lourdes se dégage une impression de topographie sénile, ou au moins très mûre; il s'agit visiblement d'un reste du modelé d'un cycle d'érosion ancien qui contraste vivement avec la raideur des formes situées en contre-bas. De fait, cette combe est en relation avec de petites cluses, suspendues maintenant au-dessus de la plaine du Rhône : celle que l'on a empruntée en montant depuis Arandon et une autre située un peu plus au Sud, à l'Est de Nérieu. Il y a coupure brusque : l'érosion actuelle n'a pas encore gagné cette vallée suspendue. Ainsi sur le versant occidental du Molard de Don, nous

trouvons des traces manifestes de l'attaque qu'a menée l'érosion immédiatement avant la période glaciaire; la nature calcaire des terrains a peut-être contribué à conserver ces morsures.

5° *Le bassin de Belley et ses bordures* (4).

Plus à l'Est, dans le bassin de Belley et les zones bordières, dans une région toute proche d'une artère maîtresse du drainage, le cycle d'érosion du Pliocène supérieur ne devait pas manquer de laisser des traces. De fait, ces dernières sont nombreuses. Mais elles sont aussi complexes et on ne doit pas toujours attribuer les surfaces aplanies que l'on rencontre vers 400 m. au seul cycle d'érosion de la fin du Pliocène. Plusieurs catégories de formes peuvent être distinguées.

Il y a d'abord les replats en roche dure, mais peu étendus, situés vers 400 m. au-dessus de quelques fonds de vallées actuelles. Tel est le cas des replats qui dominent l'actuelle vallée du Gland en aval de Prémeyzel. Au-dessus de la gorge étroite par laquelle le Gland traverse en cluse la Montagne d'Izieu on observe en effet deux catégories de replats, les uns, peu développés, vers 300 m., donc à 15 m. seulement au-dessus du thalweg actuel, et qui semblent les restes d'une vallée très récente, inter-glaciaire, sans doute Riss/Würm; les autres, beaucoup plus amples, qui, vers 400 m. tranchent les couches du Kimmeridgien, aussi bien au Nord qu'au Sud de la gorge. Ces derniers, subhorizontaux, se rapprochent par leur altitude de toutes les formes d'érosion suspendues que l'on a relevées sur la bordure occidentale du Molard de Don. Il faut y voir à coup sûr des indices d'une vallée fini-pliocène du Gland, suspendue de près de 200 m. au-dessus de l'actuelle vallée du Rhône à Glandieu. On peut en rapprocher les replats de même altitude que l'on observe au-dessus du Rhône, sur les versants de la cluse de Pierre-Châtel (ph. 32) à l'altitude de 400 m.; là aussi d'ailleurs, ils dominent d'autres aplanissements situés vers 300 m. qui se reliaient à une cluse abandonnée et suspendue au Nord de la cluse actuelle et qui paraissent témoigner d'un fond de vallée glaciaire.

Si ces replats de versants paraissent bien l'œuvre du seul cycle pliocène supérieur, il n'en est pas de même des larges plateaux qui s'étalent au Nord du bassin de Belley, entre Contrevoz et Cuzieu, et dont nous avons signalé la complexité (5). Nous abordons ici la deuxième catégorie de formes dans laquelle se manifeste partiellement l'érosion immédiatement pré-glaciaire. On sait en effet que le bassin de Belley est une région fort complexe et n'est véritablement un val qu'au centre et au Sud-Est. Si dans les environs mêmes de la ville de Belley, le paysage est fait de collines molassiques doucement ondulées et verdoyantes qui se tiennent vers 330-350 m., atteignant exceptionnellement 380 m., au Nord et au Nord-Ouest en revanche s'étendent des plateaux peu élevés (400 m. au maximum), de largeur

(4) 1/80.000° : Chambéry - les 4 quarts. — 1/50.000° : Belley Rumilly, La Tour-du-Pin, Chambéry.

(5) Cf. 2° Partie - Chap. III.

variable (3 à 5 km.), où la structure est assez compliquée, à la fois ondulée et faillée. La disposition des couches crétacées y est, en général, monoclinale, présentant un relèvement vers l'Ouest qui prélude à la flexure de la bordure orientale du Molard de Don; à l'Est, le trait essentiel est l'existence d'une faille à très grand rejet le long de laquelle le Lias bute contre le Crétacé et même la molasse burdigalienne, conservée dans le compartiment effondré. Ce plateau de 400 mètres en moyenne tranche nettement les diverses couches crétacées en pendage vers l'Est et nous ne saurions avoir ici une surface structurale.

Faut-il dès lors voir dans ce plan d'érosion de 400 m. la marque du seul cycle du Pliocène supérieur? On peut en douter. Il est permis de s'étonner de l'ampleur de ces plateaux si on les compare aux replats de versants relativement réduits que l'on a observés au-dessus du Rhône et du Gland. Le cycle du Pliocène supérieur a été bien court pour s'être inscrit sur d'aussi larges espaces en roche dure: il ne constitue de surfaces étendues que dans les roches tendres comme la molasse, par exemple vers Malbuisson, au Sud-Ouest du Mont Tournier et au-dessus de Saint-Genis. On ne voit pas non plus comment il aurait pu niveler la faille de Cuzieu qui a plusieurs centaines de mètres de rejet. Dès lors, on soupçonne que les plateaux de Contrevoz-Cuzieu ont une origine plus ancienne et plus complexe et que leur élaboration a nécessité l'action de plusieurs phases d'érosion.

Nous avons vu que l'on peut retrouver dans cette région les éléments d'une surface très vieille, fossilisée sous les dépôts de molasse aquitanienne, burdigalienne et vindobonienne, qui reposent sur l'Urgonien ou l'Hauterivien (cf. 2^e Partie - Chap. III). Cette surface pré-pontienne a naturellement été disloquée par le plissement pontien et portée à des niveaux différents: encore ensevelie sous la molasse à Belley même et dans les environs de la ville, elle atteint 300-350 m. environ dans la partie orientale du plateau d'Andert, à l'Ouest de Chazey-Bons, où l'on retrouve quelques lambeaux de Burdigalien. Elle se trouve donc ici légèrement inférieure en altitude à la surface d'érosion de 400 m. environ qui passe par les parties hautes du plateau, soit à l'Ouest vers Contrevoz, soit à l'Est, vers Cuzieu: le fait est très visible immédiatement au Nord-Ouest de Chazey-Bons où l'on voit la surface pré-burdigalienne déformée s'abaisser de l'Ouest jusqu'au-dessus de la vallée du Furans vers 345 m. pour remonter avec une pente assez forte à l'Est de cette même vallée, tandis qu'un aplanissement subhorizontal est tangent au sommet du plateau oriental (fig. 14, ph. 7). Il faut donc en conclure que la surface pré-pontienne a été ramenée ici près du plan sur lequel a travaillé ensuite l'érosion du cycle pliocène supérieur de 400 m. Celui-ci a trouvé là des surfaces déjà aplanies, situées à des altitudes très voisines, et ce n'est que de cette manière que l'on peut expliquer le développement anormal du plateau de 400 m. dans le Nord du bassin de Belley. Il s'agit une fois de plus d'une surface polygénique. Au Sud au contraire, on peut penser que le niveau des collines de la molasse dans les environs de Belley (350-370 m.) est dû au seul cycle d'érosion fini-pliocène car nous avons affaire ici à des terrains tendres; il faut dire d'ailleurs que ce niveau a été fort

démantelé par les attaques de l'érosion récente et disséqué par les nombreux ruisseaux qui coulent sur ces terrains imperméables.

Cette surface polygénique de 400 m. environ, œuvre d'un cycle pliocène supérieur qui a retrouvé des éléments aplanis beaucoup plus anciens, se rencontre aussi dans la partie occidentale du bassin de Belley, entre le Furans et la retombée orientale du Molard de Don et du Taintinet (fig. 15). Mais ici elle a été très recreusée et disséquée par un travail intense de l'érosion ultérieure, glaciaire et fluviale, qui a créé un relief très heurté, varié et fort pittoresque, quoique les dénivellations soient de faible ampleur. La route de Belley à Saint-Germain-les-Paroisses permet de se faire une idée très exacte de ce secteur très articulé et de le distinguer du centre du bassin. Entre Belley et le Furans, ce ne sont que vallons mous, drainés, alternant avec des collines surbaissées et verdoyantes où les prairies piquetées d'arbres fruitiers le disputent aux champs de maïs; nous sommes en effet dans la zone molassique. Mais sitôt passé le pont sur le Furans, le paysage change subitement. La route gravit par une rampe sévère le versant escarpé de la rive droite du Furans, si différent du versant mou de rive gauche, puis ne cesse de monter et descendre, traversant une région de topographie heurtée, constituée par des barres et des crêts crétacés séparés par d'étroites rainures, pour parvenir dans une zone de relief plus mou, modelée dans le Kimmeridgien plus marneux où s'étale la nappe d'eau du lac d'Armaille; mais bientôt, l'on rentre de nouveau, vers Brognin, dans une seconde région de crêts et barres, jurassiques cette fois, formant des reliefs dissymétriques, avec généralement abrupts tournés vers l'Ouest et revers en pente douce vers l'Est, et séparés par des dépressions étonnamment plates et marécageuses.

Les crêts et barres sont tranchés par un niveau d'érosion qui, de 400 m. environ dans la zone crétacée de l'Est, s'élève dans la zone jurassique de l'Ouest à 470 m. Il est évident que les dépressions étroites observées entre ces sommets ont été entaillées suivant le mécanisme appalachien, à partir de cette surface d'érosion dont il ne reste plus que des lambeaux: l'affouillement de combes dans les anticlinaux jurassiques faillés, telle la combe très bien développée que l'on suit au Sud de cette région depuis Crapeou et Conzieu jusqu'au Nord de Prémeyzel, suppose en effet l'existence d'une surface d'érosion tangente aux sommets. C'est la même surface que celle que nous avons observée sur les plateaux de Contrevoz-Cuzieu et ici aussi on soupçonne son caractère polygénique. Si le niveau de 400 m., sub-horizontale, tangent aux barres crétacées de l'Est et au plateau Kimmeridgien du lac d'Armaille, paraît être l'œuvre en grande partie du cycle du pliocène supérieur, on ne peut en dire autant de la surface d'érosion plus élevée qui, à l'Ouest, tranche les crêts jurassiques et remonte jusqu'à 470 m. vers Saint-Germain-les-Paroisses. Nous devons avoir ici un reste, évidemment très disséqué, de la surface pré-molassique déformée, basculée vers l'Est: le niveau pliocène supérieur, développé à l'Est, la recoupe sous un angle faible et se prolonge peut-être dans la zone occidentale des crêts jurassiques par certaines dépressions longitudinales et vallées transversales dont l'altitude est voisine de 400 m.

Les mêmes phénomènes se rencontrent dans la bordure Nord-Est du bassin de Belley, dans la zone de chaînons peu élevés comprise entre Virieu-le-Grand et la cluse abandonnée du Lit-au-Roi (fig. 15, ph. 8 et 9). Nous retrouvons ici un type de paysage extrêmement diversifié et articulé, ciselé dans les détails, où de petits chaînons parallèles, orientés N.-W/S.-E. et échancrés par des cluses souvent suspendues sont séparés par d'étroites dépressions longitudinales, elles-mêmes complexes. Comme dans la partie occidentale du bassin, le niveau pliocène supérieur a retrouvé une ancienne surface d'aplanissement pré-molassique que l'on identifie avec sûreté, à l'Ouest entre Chazey-Bons et Magnieu et au Nord vers Saint-Martin-de-Bavel (fig. 14) où elle est fossilisée par des dépôts du Burdigalien ou du Vindobonien (cf. 2^e Partie - Chap. III). Comme à l'Ouest du Furans aussi, ce niveau fini-pliocène tantôt coïncide à peu près avec l'ancienne surface pré-pontienne, comme ce semble être le cas pour les sommets de la côte bathonienne qui domine Billieu et Cuzieu, tantôt se retrouve en contre-bas de cet ancien aplanissement dans des cluses suspendues à travers les chaînons ou des replats de versants qui dominent le fond des vallées longitudinales.

Le paysage des environs de Marignieu est significatif à ce sujet. Quand on va de Belley à Marignieu, sitôt franchie la voie ferrée à hauteur de l'ancienne halte de Chazey-Magnieu, on quitte les coteaux molassiques aux formes douces des environs même de Belley pour entrer dans une région plus accidentée où les pentes plus raides accrochent le regard. Au Nord/Nord-Ouest, donc à l'Ouest de Billieu, ce sont les coteaux de 340 m. environ, encore largement recouverts de Glaciaire, où l'Urgonien bute par une faille à très grand rejet contre le Lias; cet escarpement de faille est complètement nivelé et il est évident qu'ici, comme vers Cuzieu, c'est la surface pré-molassique déformée, inclinée vers l'Ouest, qui nivèle la faille et a été plus ou moins reprise et tronquée par l'érosion de la fin du Pliocène. L'altitude, plus basse que dans la région de Saint-Germain-les-Paroisses, est peut-être l'indice qu'au Pliocène supérieur le drainage du bassin se faisait par un écoulement proche de la bordure orientale, ce qui d'ailleurs représenterait un cas d'adaptation partielle à la structure, le synclinal de Belley étant en effet dissymétrique et présentant sa partie la plus déprimée à l'Est. Après Billieu, la route s'élève par un lacet et franchit les sommets de la cuesta bajocienne et bathonienne par une petite échancrure située à 360 m., aux versants en pente douce et peu entaillée par rapport aux sommets, au moins du côté du Nord; assez développée dans le sens Est-Ouest, recoupant les terrains du Bathonien redressé vers l'Ouest, cette petite cluse est suspendue très nettement au-dessus de la vallée de Marignieu, comme au-dessus de celle de Billieu. On y rencontre des galets roulés et striés qui semblent être en place et indiquer par suite que cette cluse est antérieure aux glaciations et a été empruntée par les nombreuses langues glaciaires qui ont traversé et râclé cette bordure nord-orientale du bassin de Belley.

On peut se demander si l'on n'est pas en présence d'une trace du cycle d'érosion pliocène supérieur, subhorizontal, que l'on rencontre d'une manière si générale dans la région. L'altitude a dû tou-

tefois être abaissée par le travail des glaces. Mais cet aplanissement se distingue nettement du sommet aplani modelé dans l'Oxfordien et le Callovien et situé au Sud vers la cote 437 ; il se distingue surtout du niveau qui recoupe visiblement les terrains redressés sur les crêtes de Jurassique supérieur et de Crétacé au Nord/Nord-Est de Marignieu et dont l'altitude atteint et dépasse même 500 m. Il s'agit nettement ici de la surface pré-molassique déformée qui remonte vers l'Est et apparaît maintenant tangente aux sommets. Au contraire, le niveau pliocène supérieur, plus proche de l'horizontale, se retrouve, semble-t-il, dans une autre cluse, suspendue vers 360 mètres qu'emprunte la route de Flaxieu à Marignieu et dans un replat très apparent qui domine à l'Est le fond de la combe oxfordienne et sur lequel sont bâtis les hameaux de Châtonod et Poirin (ph. 8). A l'Est du petit crêt rauracien s'étend en effet une surface aplanie peu large, mais allongée à 380 m. d'altitude du N.-W. au S.-E. qui recoupe les couches du Rauracien, Astartien et Kimmeridgien redressées vers l'Ouest, en contre-bas des crêtes de 500 m. cités plus haut ; la route de Billieu à Chavolet escalade ce replat à hauteur de Poirin et l'on peut se rendre compte de sa netteté. Il se relie vers le Nord à la dépression du lac de Chavolet, mais ici le travail des glaces a abaissé ultérieurement les altitudes. Il y a donc tout un ensemble de faits qui semblent prouver l'existence du niveau pliocène supérieur subhorizontal qui s'est prolongé dans la bordure nord-orientale du bassin de Belley par des fonds de vallées mûres, des cluses suspendues ou des replats de versants et a entamé l'ancienne surface pré-molassique qui remonte assez fortement vers l'Est. Ces vallées fini-pliocènes elles-mêmes ont, bien entendu, été recreusées par les érosions glaciaire et fluviale récentes qui ont souvent affouillé les bandes de terrains plus tendres, comme c'est le cas pour la combe monoclinale oxfordienne située à l'Ouest de Poirin, réalisant ainsi à une époque toute récente un relief appalachien de détail.

Enfin, on retrouve des traces des morsures opérées par l'érosion de la fin du Pliocène à l'Est du bassin de Belley, dans la Montagne de Parves, le Mont Tournier et le val de Novalaise. Tantôt il s'agit de surfaces aplanies étendues, modelées dans les terrains tendres de la molasse dont le manque de consistance explique seul qu'un cycle d'érosion aussi bref ait pu laisser des traces aussi amples. C'est le cas du plateau molassique que l'on traverse entre Yenne et Loisy, en contrebas de la Dent du Chat (fig. 19). Il y a là, vers 400 m., une surface aplanie, nettement suspendue au-dessus de l'actuelle vallée du Rhône à Yenne (235 m.) et qui recoupe en de nombreux endroits les lits alternativement gréseux et sableux de la molasse, redressée de 25° vers l'Ouest. Bien entendu, les ruisseaux se sont vite enfoncés, depuis la fin du Pliocène, dans cette masse de terrains inconsistants et y ont creusé des ravins profonds et étroits qui dissèquent parfois le plateau en serres étroites et ébouleuses qui évoquent des « frane ». Mais la surface d'érosion du Pliocène supérieur se repère encore bien vers 400 m. largement développée entre le Mont du Chat et le Mont Tournier. On retrouve encore d'amples surfaces de ce type sur la molasse vindobonienne au-dessus de Saint-Genix-d'Aoste.

Ailleurs, le niveau du Pliocène supérieur se retrouve, marqué par des surfaces beaucoup plus réduites, têtes de vallées mûres ou replats en roche dure. Dans la région de la côte burdigalienne déjà étudiée, qui fait face au Mont Tournier au Nord du col de la Crusille, les têtes de vallées mûres des ruisseaux conséquents qui percent la cuesta, situées à une altitude supérieure à 400 m., semblent appartenir à ce niveau, comme certaines parties basses de la petite dépression monoclinale du Vivier (fig. 16). Peut-être faut-il ranger aussi parmi ces formes fini-pliocènes la vallée suspendue vers 400 m. que l'on observe vers Billième et Jongieux, dans la partie nord-orientale du val de Novalaise, près du col du Chat: c'est une véritable combe qui a découpé un anticlinal secondaire et s'allonge du N.-W. au S.-E., entre un crêt urgonien à l'Ouest et le versant de La Charvaz à l'Est.

Enfin sur les deux versants de la Montagne de Parves, des aplanissements apparaissent dont l'origine semble se rapporter aussi à la fin du Pliocène. A l'Ouest c'est, vers 360 m., un replat, large de 200 m. environ, qui recoupe de manière très visible les strates quasi verticales du flanc inverse de l'anticlinal de Parves: la route de Belley à Parves y déroule un de ses lacets et l'on peut le suivre, à la même altitude au-dessus de la cluse abandonnée du Lit-au-Roi, sur le versant méridional. Son altitude basse, égale à celle des croupes molassiques de Belley, quoiqu'il soit façonné en roches dures et redressées, peut s'expliquer si l'on admet, comme nous l'avons fait plus haut, que le drainage du bassin de Belley se faisait à cette époque par une artère suivant la bordure Est; le décapage aurait été particulièrement actif dans ce secteur. A l'Est, sur le versant en pente plus douce de la Montagne de Parves, le cycle pliocène supérieur est représenté par le vallon au fond plat de Marchérier, à l'altitude de 410-420 m., suivi à l'Est d'une rupture de pente nettement cyclique et prolongé par de petits replats dominant le ravin qui a creusé cette ancienne vallée pliocène (fig. 17). Nous avons vu d'ailleurs que vers l'amont, l'attaque immédiatement pré-glaciaire avait sans doute retrouvé et remanié des formes d'aplanissement antérieures dont le façonnement paraît remonter au Pliocène inférieur.

CHAPITRE VIII

LE DÉGAGEMENT DES FORMES APPALACHIENNES ET DES FORMES STRUCTURALES, DÉRIVÉES ET INVERSÉES AU PLIOCÈNE

Nous avons vu que le Pliocène avait été caractérisé dans le Jura méridional par l'établissement d'un véritable réseau hydrographique, jusqu'alors sans doute à peine esquissé, et par le creusement de vallées transversales et longitudinales qui, d'après les témoignages fournis par les replats d'érosion, se sont enfoncées par saccades en obéissant aux mouvements de surrection et peut-être aussi aux variations du niveau de base. Cet enfoncement des vallées n'a pas manqué d'avoir ses répercussions sur les régions montagneuses proches des sillons d'érosion. Il a en effet déclenché une vague d'érosion qui s'est attaquée soit aux formes substructurales (voûtes des monts par exemple) soit aux aplanissements complexes, mi-normaux, mi-karstiques dont nous avons noté l'existence. Cette attaque a été guidée, bien entendu, par l'érosion différentielle, et menée d'abord, de préférence, dans les bandes de roches tendres et souvent en même temps imperméables que recoupaient ces surfaces d'érosion. Il en est résulté l'apparition d'entailles pratiquées dans les parties proches des vallées des surfaces pré-pontiennes souvent déformées et basculées par les mouvements du Pontien. Ainsi s'est trouvé peu à peu réalisé un véritable relief appalachien.

Il faut souligner d'ailleurs que ces dépressions affouillées dans les bandes de terrains plus tendres ne se relient pas toujours d'une façon bien régulière aux replats qui dominent les vallées principales. L'évolution est restée parfois en effet inachevée : il y a des ruptures de pente et des parties suspendues. Les eaux courantes qui ont affouillé les dépressions ont souvent emprunté des voies souterraines pour s'échapper de ces entailles. Parfois au contraire le creusement de ces formes appalachiennes les a ramenées à peu près dans le plan d'érosion pliocène ; en ce cas l'évolution des entailles est beaucoup plus poussée, les pentes sont plus continues. Les dépressions ont été remaniées et peuvent être dès lors qualifiées de polygéniques. Il en est ainsi des formes appalachiennes que l'on rencontre dans la région qui domine au Nord/Nord-Est le village de Champ-

fromier et dans le versant montagneux qui est situé au Nord-Ouest et au-dessus de Montanges ainsi que sur le versant occidental du Molard de Don et du Taintinet (région située à l'Ouest du lac de Crotel) où certaines dépressions sont à la fois de vraies formes appalachiennes, évidées à la faveur de bandes de terrains plus tendres, et des vallées normalement drainées et reliées au système des vallées pliocènes et actuelles. Nous aurons bientôt l'occasion de revenir étudier en détail ces secteurs.

Avant d'essayer de montrer comment se sont dégagées ces formes appalachiennes il nous faut aussi justifier le fait que nous ayons groupé dans un même chapitre l'étude de la genèse des formes appalachiennes et des formes qui sont plus ou moins liées à la structure, formes dites structurales, dérivées et inversées. C'est que dans le Jura il est difficile de séparer relief appalachien et relief structural (au sens large du terme), autrement dit relief jurassien (1). Nous verrons en effet que le creusement des combes et, partant, le dégagement des crêts, comme le décapage des monts, ne se sont que rarement effectués par le bas, à partir des cluses, mais ont été surtout réalisés par creusement des bandes de roches tendres, en contrebas de surfaces d'aplanissement antérieures qui ont joué un rôle important, et souvent par l'intermédiaire d'un drainage souterrain, au moins en partie. Aussi oppose-t-on de moins en moins maintenant relief appalachien et relief (structural) jurassien. Nous entendons comme formes appalachiennes véritables les dépressions évidées dans les terrains plus tendres, nous référant à la définition première du relief appalachien qui est celui d'un « relief en creux » réalisé dans une structure « rubannée » où alternent couches dures et couches tendres tronquées par une surface d'érosion. Ce seront ces formes que nous étudierons dans la première partie de ce chapitre. Dans la seconde nous examinerons les formes que l'on a coutume d'appeler structurales, dérivées ou inversées, c'est-à-dire celles qui apparaissent « en relief » au-dessus des entailles précédemment évoquées ; mais nous n'oublierons pas pour cela que ce n'est qu'un artifice d'exposition et que, en de nombreux points du Jura méridional, les unes comme les autres dérivent d'aplanissements et qu'il n'y a plus souvent qu'un relief appalachien.

A. — *Les dépressions appalachiennes.*

Les rainures évidées dans les bandes de couches plus tendres et plus généralement les formes de relief appalachien appartiennent dans le Jura du Sud à deux générations de formes. Les unes ont été affouillées à partir des très anciens aplanissements des sommets, aplanissements en partie pré-pontiens et en partie remaniés au Pliocène ; ce creusement des entailles était réalisé en liaison avec le niveau cyclique que nous avons décelé vers 750 à 800 m. d'altitude dans le Haut-Bugey et qui date vraisemblablement du Pliocène infé-

(1) C'est en ce sens que M. Cholley disait que les formes structurales appartiendraient en somme à deux séries de formes appalachiennes... [93] Nous reviendrons sur cette double origine.

rieur et du début du Pliocène moyen. Les autres dérivent de ce niveau d'érosion du début du Pliocène et ont été creusés en rapport avec le niveau d'érosion inférieur dont nous avons relevé des traces vers 600 m. sur les versants des principales vallées du Haut-Bugey. Ce sont les deux générations de formes que M. Cholley avait déjà distinguées ; mais, pour lui, les aplanissements des sommets dont dérive la première génération de formes appalachiennes ne remontent pas au delà du début du Pliocène. Il faudrait ajouter enfin à ces deux séries de formes étagées une troisième catégorie : rainures esquissées en liaison avec les fonds de vallée actuels et qui ne sont en général qu'ébauchées quand elles ne remanient pas et ne recreussent pas des entailles antérieures.

Parmi les formes appalachiennes qui appartiennent à la première génération il convient de distinguer celles qui, ayant été creusées par un drainage subaérien normalement relié au système de vallées du Pliocène inférieur et moyen, se raccordent par une pente continue à ces anciens fonds de vallées principalement et celles qui ne connaissent, si l'on peut dire, qu'un rapport indirect avec ces mêmes vallées anciennes : dans ce cas les eaux qui les ont affouillées se sont infiltrées dans des conduits souterrains pour rejoindre les artères maîtresses du drainage.

Dans la première catégorie on peut ranger les rainures étroites et suspendues qui, dans la région comprise entre Forens et Champfromier, ont été affouillées à partir d'une surface d'érosion ancienne, déformée, disloquée et basculée, qui prolonge vers l'Est le plateau de la forêt de Champfromier (fig.7, ph. 19) et qui se retrouve, après une gouttière qui a sans doute préfiguré la vallée de la Valserine, au sommet du crêt coté 1.152 m., à l'Ouest de Menthieres (2). Or, en contre-bas de cette surface d'érosion qui tranche les couches les plus diverses depuis le Bathonien-Bajocien jusqu'au Valanginien, on aperçoit, entre des crêts ou des barres correspondant à des couches dures, redressées presque à la verticale, et qui s'appellent Crêt du Genou, La Ruade, Crétet-Crélatête, Roc à l'Aigle, une série de dépressions alignées, orientées N.E./S.W., qui sont évidées dans des niveaux plus tendres.

Ces rainures longitudinales, qui abritent les granges de Riret ou de Saulier, sont d'altitude élevée (plus de 900 m.), et véritablement suspendues au-dessus de la profonde entaille de la cluse des Isles entre Forens et Champfromier. On constate qu'il y a rupture de pente entre ces dépressions et les ravins qui, depuis la Valserine, partent à l'assaut de la montagne, tel le ravin de Chaudanne où affleure l'Oxfordien. Il s'agit donc d'un relief appalachien ancien qui dérive de la surface supérieure d'érosion et qui a été affouillé en rapport avec un ancien fond de vallée de la Valserine dont nous avons relevé des traces vers 750 m. dans le val Chézery, fond de vallée datant sans doute de la première moitié du Pliocène. Il faut soigneusement distinguer ces formes appalachiennes de celles que l'on observe en contre-bas au niveau de la route de Forens à Champfro-

(2) Cf. 1/20.000° : Saint-Julien-en-Genevois n° 1.

mier, qui sont plus récentes et dont nous aurons bientôt à nous occuper.

Tout près de là, au Sud de Champfromier, nous retrouvons des formes du même type. Les bandes marneuses réapparaissant plusieurs fois à la faveur des failles ont, autant que la tectonique, guidé le travail de l'érosion et permis la réalisation de véritables formes de relief appalachien. Telle est la rainure, karstifiée d'ailleurs, orientée Nord-Sud, qui, vers 870 m., abrite la ferme de La Combet et se relie peut-être à la Combe du Collet par l'intermédiaire d'un replat situé au-dessus et à l'Est de « Sur le Ger » (fig. 26). Telle est encore la petite dépression, également Nord-Sud, plus basse (740 m.), qui renferme la ferme dénommée « Aux Quarts ». Ces deux rainures ont été évidées à partir d'un ancien aplanissement semblable à celui que nous avons observé au Nord/Est de Champfromier, très disloqué et abaissé vers l'Est lui aussi. Il est vrai — et c'est ce qui fait l'intérêt de cette région, — que nous sommes ici tout près d'une vallée ancienne, la cluse composée de Chatillon-de-Michaille à Nantua, dont les stades d'approfondissement successifs ont eu des retentissements sur les versants voisins ; dans ces conditions, ces dépressions appalachiennes, au moins la dépression la plus basse d'Aux Quarts, sont en même temps des vallées étroitement reliées aux replats cycliques des versants de la cluse et ne sont nullement des formes isolées du système de drainage général.

On peut signaler aussi, comme formes appalachiennes anciennes et en rapport direct avec le drainage général, les vallées longitudinales supérieures qui, en contre-bas de la Maubretaine, burinent le versant occidental du Molard de Don. Elles sont creusées dans des bandes de terrains à la fois marneuses et imperméables, plus faciles à travailler, que les nombreuses dislocations qui hachent ce versant ouest du Molard ramènent au jour. Comme d'autre part ces dépressions dérivent d'un aplanissement néogène basculé vers l'Ouest et tangent aux sommets actuels, on peut dire que l'on a vraiment sous les yeux un relief appalachien. Telles sont la dépression de Blandignay (3) creusée dans l'Oxfordien et le Callovien vers 500 m. d'altitude entre la hauteur qui porte le hameau de Vercraz et celle cotée 636 m. sur la carte d'Etat-Major (prolongement du Bois de Luide au Sud-Est de la Brivaz) et surtout la grande boutonnière de Marchamp-Lompnaz, évidée dans l'Oxfordien à partir de la surface néogène qui a raboté l'anticlinal compris entre la dislocation du Bois de la Morgne à l'Est et celle de Vercraz à l'Ouest (fig. 14 et 20, ph. 12).

Il s'agit donc bien de formes appalachiennes dues à la présence de couches plus tendres, en même temps d'ailleurs que de combes monoclinales, puisque les couches pendent vers l'Est à l'intérieur de chaque compartiment faillé. Nous avons vu par ailleurs que la boutonnière de Marchamp-Lompnaz constitue un fond d'ancienne vallée, recreusée par le cours supérieur de la Brivaz qui s'y encaisse ; cette vallée fait partie d'un système de replats que

(3) Cf. 1/20.000° : Belley n° 6.

l'on rencontre vers 600 m. dans tout le Bas-Bugey et sur cette bordure montagneuse du Rhône et qui, en liaison avec le remblaiement pliocène de la plaine lyonnaise, peut être daté de la première partie du Pliocène. Quant à la dépression inférieure de Blandignay, elle a été recreusée ultérieurement tandis que s'ébauchait le sillon de Millieu et Crept dont nous nous occuperons plus loin et, au moins vers le Nord en bordure de la gorge de la Brivaz, elle tend à se transformer en une surface structurale qui coïncide avec le plafond du Bathonien supérieur dur et de laquelle le ruisseau de Hauteroche s'échappe par une cascade filiforme et très longue, bien visible depuis la route de Lompnaz à Chosaz.

Enfin l'on pourrait ranger dans la même catégorie de formes appalachiennes supérieures les rainures les plus élevées qui burlent le sommet des Monts Berthiant, région de structure en « lanières » multiples et étroites qui se prêtaient admirablement à la réalisation d'un tel relief appalachien (fig. 29). Ainsi se présentent les étroites dépressions longitudinales qui abritent les villages ou hameaux de Napt, Heyriat, Crépiat et Vers. Toutefois ici le raccord subaérien normal entre ces dépressions et des fonds de vallées anciennes de l'Oignin ou de l'Ain n'est pas toujours établi de façon certaine et il pouvait déjà s'agir en grande partie d'un rapport indirect.

Nous en arrivons en effet maintenant à l'étude des formes appalachiennes encore du niveau supérieur, donc toujours assez anciennes, mais dont le creusement s'est effectué par l'intermédiaire d'empoisieux, ou plus rarement de gouffres caractérisés, et de conduits souterrains. On les rencontre surtout à l'intérieur des hauts plateaux massifs et soulevés sur lesquels s'est exercé l'appel au vide provoqué par l'enfoncement progressif des vallées en gorges qui les cernent. Ces formes sont souvent éloignées de ces vallées normalement drainées et il s'agit en somme en même temps d'un type spécial de creusement karstique que nous étudierons plus loin (4). Aussi passerons-nous assez rapidement sur ce point.

C'est sur le plateau des Molunes que l'on rencontre les exemples les plus nombreux et les plus caractéristiques de ce type de formes appalachiennes. Il n'y a rien là qui puisse étonner quand on songe à l'altitude relative importante de ce plateau par rapport aux profondes vallées de la Valserine et de la Bienne et plus encore du Tacon et du Flumen (de 300 à 700 m. de dénivellation), au caractère massif de ce bastion à peine entamé par l'érosion subaérienne et à l'aspect rubanné des affleurements dans certains secteurs de plis synclinaux serrés qui séparent les lourdes bosses anticlinales. Si l'on ajoute à cela que le relief d'ensemble est, comme nous l'avons vu, sous la dépendance d'une surface d'érosion basculée vers l'Ouest et à peu près tangente aux sommets des barres et crêts, on peut conclure que toutes les conditions se trouvaient réunies pour la réalisation d'un relief appalachien de type spécial, intimement lié aux processus karstiques.

(4) Cf. 4^e Partie - A, Chap. II.

A vrai dire ce relief en creux, tout en dépressions longitudinales presque toujours fermées, séparées par des crêtes rocheuses dont l'altitude est identique, constitue le paysage typique du haut plateau des Molunes. Ainsi des environs immédiats de Septmoncel, si l'on regarde vers le Sud, on voit en contre-bas d'une surface d'érosion inclinée dans l'ensemble vers l'Ouest et qui est tangente aux sommets aplanis, tels que le signal de Roche Blanche, des entailles peu profondes, telle celle de Cayères Le Brayon (5), ouvertes dans des bandes plus tendres qui ont été conservées ici à la faveur d'un synclinal et complètement suspendues au-dessus de la gorge si profonde du Chapy-Flumen. Il n'y a évidemment entre ces deux genres de formes pas d'autre liaison possible qu'une liaison souterraine. On a donc affaire à une esquisse de relief appalachien peu incisé, qui a évolué, semble-t-il, en fonction de niveaux de base locaux que sont les fissures, emposieux et conduits souterrains, et qui n'est pas encore raccordé de façon subaérienne aux vallées extérieures.

Ce type de relief appalachien entrevu sur la bordure des Molunes, nous le retrouvons dans tous les secteurs du plateau où apparaissent des bandes de terrains alternativement dures et tendres à la faveur de replis synclinaux ou de l'évidement de combes anticlinales. Il en est ainsi entre Septmoncel et Lajoux (6) où un synclinal crétacé pincé fait alterner Valanginien plutôt dur, Hauterivien à niveaux marneux et Urgonien dur, dont l'érosion a tiré un relief de barres ayant toutes la même altitude, séparées par des dépressions longitudinales peu profondes, et qui ne sont reliées que d'une manière théorique ou épisodique — et encore pas toutes — au ravin du Chapy-Flumen. Le même type de paysage apparaît dans la traversée du plateau entre L'Embossieu et Bellecombe (7) où le val synclinal de l'Embossieu d'abord, la combe anticlinale de Bellecombe ensuite, sont fragmentés en dépressions fermées, réalisant ainsi une topographie des plus anarchiques, que l'on retrouve, plus au Nord-Est, quand on suit la route de Lajoux aux Moussières (8) : partout l'on observe des entailles peu profondes, ouvertes à la faveur de bandes de roches plus tendres, et partout l'on constate d'étroites relations entre ce relief appalachien et la karstification.

Mais ce fait n'apparaît peut-être nulle part de façon plus éclatante que dans le val de Chaux Berthod (8) qui correspond à un synclinal crétacé et que nous retrouverons en étudiant les phénomènes karstiques (9). Entre des barres le plus souvent boisées dont les sommets sont situés à des altitudes rigoureusement identiques et qui constituent quatre alignements, deux dans l'Urgonien et deux dans le Valanginien, s'allongent des dépressions affouillées dans les niveaux plus tendres (fig. 27). En fait quand on regarde de plus près on s'aperçoit qu'aucune dépression n'est continue et ne laisse voir un sens d'écoulement net. Comme nous aurons l'occasion de le

(5) Cf. 1/20.000° : Saint-Claude n° 2 et 6.

(6) Cf. 1/20.000° : Saint-Claude n° 3.

(7) Cf. 1/20.000° : Saint-Claude n° 6.

(8) Cf. 1/20.000° : Saint-Claude n° 3.

(9) Cf. 4^e Partie - A. Chap. II.



Photo 29

Le Fierlos (S.W. d'Artemare) sur dalles de calcaire valanginien, deux générations de lapiez : grandes rainures formées depuis longtemps, peut-être pliocènes ; petites canelures récentes.



Photo 30

Relations souterraines entre les dépressions perchées et figées, œuvres de l'érosion karstique d'une part, et les vallées drainées, œuvres de l'érosion normale d'autre part, sur le versant Ouest du Molard du Don : entonnoir d'absorption de la Maubretaine, entre Ordonnaz et Innimont ; puissante résurgence intermittente du Groin de Marchamp dans la boutonnière de Marchamp-Lompaz (voir photo 31).

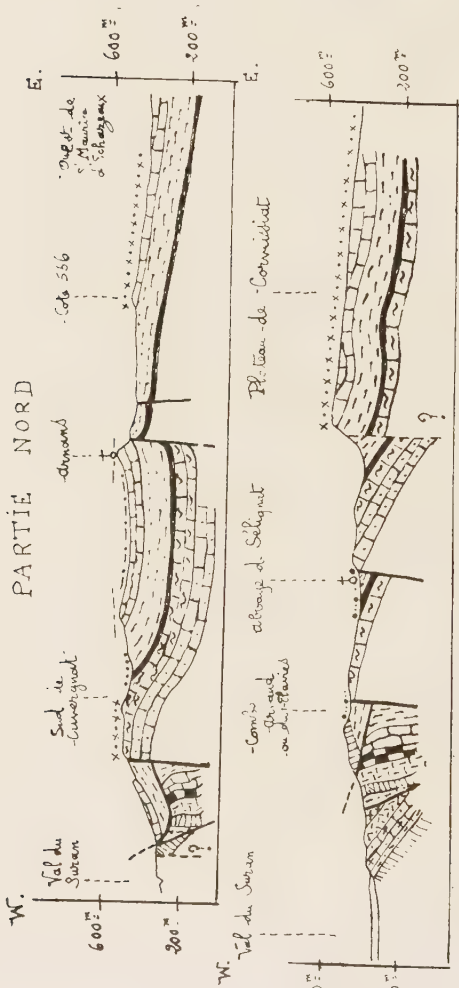


Fig. 33 (1).

Coupe de la partie Nord de la Montagne de Corrent (1) : par Arnans, (2) : par la Chartreuse de Ségnat. Echelle commune des longueurs et des hauteurs = 1 : 40 000.

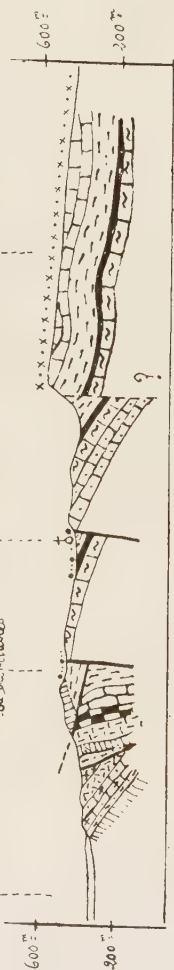
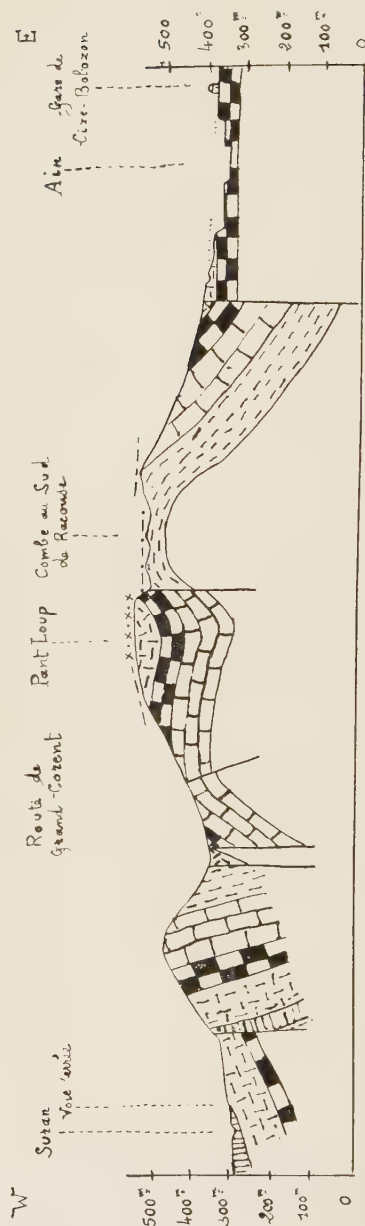


Fig. 34 (2).

ZONE CENTRALE



Coupe du Suran (S.E. de Simandre s/Suran) à la gare de Cize-Bolozon par le Sud de Raconne. Echelle des longueurs et des hauteurs = 1 : 20 000.

Coupe 3.

souligner, c'est une anarchie complète des formes topographiques, avec entonnoirs et dolines très nombreux, et la reprise d'érosion qui a réalisé ce relief en creux a été surtout une reprise d'érosion karstique, liée souterrainement aux vallées qui s'approfondissaient de la Bienne et du Flumen.

En dehors des Molunes, on peut signaler sur le Retord les entailles ouvertes dans les niveaux tendres des synclinaux crétacés (fig. 25), notamment celles qui sont voisines de La Manche et de Pralidet (10). Nous avons vu (11) que l'on a sans doute sous les yeux un relief appalachien fossile, dérivé par creusement surtout karstique de la surface ponto-pliocène des sommets, enseveli par les placages morainiques et enfin progressivement exhumé par l'érosion récente qui laisse encore nombre de ces dépressions très empâtées. Enfin, l'on peut citer dans les massifs du Molard de Don et de Portes le val de la Maubretaine (fig. 14 et 20) qui constitue en partie une forme appalachienne, évidée en contre-bas de la surface néogène basculée vers l'Ouest, et uniquement en fonction d'emposieux et de conduits souterrains (le val tend d'ailleurs vers une belle forme structurale façonnée dans le Séquanien dur surmonté d'un lambeau de Kimmeridgien plus tendre); et aussi certaines rainures élevées du massif de Portes, celle de la Chartreuse notamment (fig. 21), qui ne communiquent que souterrainement avec l'extérieur.

En contre-bas de ces rainures faiblement creusées dans les aplanissements des sommets et des hauts plateaux, on note la présence d'une autre catégorie de formes appalachiennes qui ont été évidées souvent à partir du niveau d'érosion de la première moitié du Pliocène et en liaison avec des vallées qui datent de l'extrême fin du Pliocène ou du début du Quaternaire. Il s'agit d'une génération plus récente de relief appalachien.

On en rencontre d'abord un excellent exemple à l'Est de Champfromier, le long de la route de Forens, en contre-bas des entailles que nous avons observées vers le Crêt du Genou, entre le Truchet et la cluse des Isles (12). Dans cette région en effet, les couches crétacées et jurassiques, qui comportent des niveaux alternativement durs et tendres, sont violemment redressées vers l'Est/Sud-Est, parfois à la verticale; l'érosion différentielle a tiré parti de ces conditions très favorables pour sculpter un très beau relief appalachien, constitué par une série de dépressions parallèles Nord/Sud, évidées dans les bandes plus marneuses, et de barres calcaires étroites que l'on a dû percer à la dynamite pour livrer passage à la route, tandis que la voie de l'ancien tramway Bellegarde-Chézery franchit l'une d'elles par un petit tunnel (ph. 27). Or, ces dépressions, telles celles qui abritent les maisons de Poizy et Sarras, sont non seulement nettement distinctes des rainures supérieures de Saulier et Riret examinées précédemment, mais elles se terminent vers 600 m., tranchées par le canyon récent de la Valserine, c'est-à-dire à l'altitude

(10) Cf. 1/20.000^e : Nantua n° 8.

(11) 2^e Partie - Chap. II.

(12) Cf. 1/20.000^e : Saint-Julien-en-Genevois n° 1.

des niveaux cycliques d'érosion que nous avons décelés dans le Haut-Bugey comme devant dater de la fin du Pliocène ou du début du Quaternaire. Il n'est pas exclu d'ailleurs que ces entailles aient été remaniées et recreusées au Quaternaire par l'érosion fluvio-glaciaire.

Ce même type de relief appalachien relativement récent se retrouve sur le versant occidental du Molard de Don (13). Mais il s'agit cette fois-ci non plus des dépressions évidées aux alentours de 600 m. dans les parties élevées du Molard, mais des rainures affouillées dans les régions plus basses, non loin du Rhône, là où nous avons relevé, avec M. Cholley, la trace d'un niveau cyclique de 400 mètres probablement fini-pliocène (fig. 14 et 20). En contre-bas de la surface néogène basculée vers l'Ouest s'ouvre la dépression longitudinale de Lhuis et Millieu que l'on retrouve, au delà de la Brivaz, vers le hameau de Crept. Son altitude oscille autour de 400-430 m. Si l'on fait abstraction des placages morainiques qui l'ont empâtée, on peut sans doute l'interpréter en partie comme une forme en creux du relief appalachien, évidée dans certains niveaux du Kimmeridgien plus tendres que le Séquanien-Rauracien du Bois de la Mareraie ou de la hauteur cotée 636 (Tête d'Aillon, cote 644 du plan directeur) qui l'encadrent. Cette dépression a pu être creusée en liaison avec le niveau pliocène de 400 m. dont M. Cholley a relevé des traces un peu plus à l'Ouest, en bordure du Rhône, sur la ligne de hauteurs notamment qui est située à l'Est du château ruiné de Saint-André (14). Il faut noter d'ailleurs que l'étroite rainure que l'on observe au Sud-Est de Virisieu et qui était suivie par la voie de l'ancien tramway départemental constitue elle aussi une forme en creux appalachienne, affouillée cette fois dans l'Oxfordien, mais plus récente, puisque dérivée du niveau fini-pliocène de 400 m. Ces diverses entailles ont bien entendu été remblayées par des moraines au Quaternaire et, depuis, de nouveau partiellement exhumées.

Non loin de là, vers le Nord, on retrouve des formes de relief appalachien dans les étroites rainures qui sont évidées au Nord de Benonces et de la Pernaz entre les crêts ou barres de la Montagne et du Bois de Chasse et du Bois de Cuny, combe du Lau notamment, creusée dans l'Oxfordien. Mais, parmi ces dépressions qui dérivent toujours d'un aplanissement tertiaire basculé vers l'Ouest, il en est qui ont été plutôt évidées en fonction du niveau cyclique de 600 m. Au Sud, au contraire, entre le Signal de Taintinet et la Montagne de Saint-Benoît, on rencontre une rainure appalachienne, qui constitue d'ailleurs en même temps une forme dite dérivée, se rattachant au niveau fini-pliocène de 400 m. Il s'agit de la combe monoclinale fraîche et herbeuse modelée dans l'Oxfordien que l'on rencontre le long du chemin d'Arandon au lac de Crotel, au-dessus de la petite cluse suspendue du torrent (ph. 25). Cette rainure longitudinale, bordée à l'Ouest par un crêt rauracien et suspendue vers 410-420 m.

(13) Cf. 1/20.000° : Belley n° 6 et 7.

(14) Cf. la coupe du Molard de Don jointe à la communication de M. Cholley [91].

au-dessus de la vallée du Rhône, a été évidée à partir de la surface d'aplanissement inclinée vers l'Ouest que l'on retrouve encore ici; elle est bien distincte de la morsure d'érosion située plus haut vers 600 m. et dans laquelle est logé le lac minuscule de Crotel. Notons que là encore cette forme de relief appalachien est en même temps une combe, tant il est vrai qu'il est difficile dans notre région de séparer le relief dit jurassien du relief appalachien.

Il en est exactement de même pour une autre rainure appalachienne que l'on observe dans la chaîne des Joux Blanches au Nord de Montréal et au Sud-Ouest d'Oyonnax (15). Il s'agit de la combe monoclinale d'Ijean qui communique par une petite cluse suspendue avec le val de l'Ange et dont la fraîcheur due à l'Oxfordien contraste avec l'âpreté des couches très redressées du Séquanien et du Rauracien de la retombée orientale de l'anticlinal de Geovreisset et du dôme de Bathonien à l'Ouest. Il y a là, vers 590-600 m., une encoche due à la présence d'une bande argileuse, qui se prolonge vers le Nord comme vers le Sud, et qui est suspendue au-dessus du val de l'Ange: un ruz s'en échappe par des cascades et un ravin escarpé. On peut se demander toutefois si cette forme de relief en creux n'a pas été remaniée par une érosion plus récente, postérieure au niveau finipliocène que l'on retrouve en général vers 600 m. dans cette région du Haut-Bugey.

On pourrait signaler aussi comme autres exemples de ce relief appalachien de niveau inférieur, les basses rainures dont on note l'existence sur les « lanières » marneuses des versants occidental et oriental des Monts Berthiant (16), telles celle du hameau de Sonthonnax, au Nord-Est de Serrières, ou celle que suit la route de Mornay à Crépiat et que nous avons déjà examinées: il y a là une génération de formes bien distinctes de celles que nous avons observées vers le sommet de ces monts (fig. 29). L'entrée orientale de la cluse composée des Hôpitaux (17) offre des formes d'un relief en creux appalachien de petite dimension, mais très net. Ce sont les diverses rainures très étroites, affouillées dans les niveaux tendres du Kimmeridgien et du Purbeckien entre les barres de Rauracien, Portlandien et Valanginien, que l'on observe entre Rossillon et le hameau de Nivollet. Ce relief en creux dérive d'un niveau d'érosion que l'on peut reconstituer. A peu près tangent au sommet des barres on peut sans doute le relier aux replats de Fay et des Tare qui représentent peut-être, encore que la question soit controversée, les témoins d'un écoulement fini-pliocène dirigé vers l'Est.

B. — *Les formes structurales et dérivées de la structure*

Nous avons ainsi examiné les éléments d'un relief en creux qui, avec les barres, constituent seuls des formes appalachiennes au sens strict du mot. Nous allons maintenant aborder l'examen des formes

(15) Cf. 1/20.000° : Nantua n° 3.

(16) Cf. 1/20.000° : Nantua n° 1, 2, 5.

(17) Cf. 1/20.000° : Belley n° 3.

que l'on appelle structurales, dérivées ou inversées. Mais répétons une fois de plus que ce n'est là qu'un artifice d'exposition et qu'il ne saurait guère y avoir dans le Jura méridional de distinction fondamentale entre relief appalachien en creux et relief plus ou moins proche de la structure, en raison de l'existence d'aplanissements qui ont raboté la majeure partie des sommets et dont dérivent ces deux types de relief. L'apparition des formes structurales, substructurales, dérivées ou inversées, n'est, le plus souvent qu'une conséquence du creusement des dépressions affouillées dans les niveaux tendres, comme l'a fait remarquer M. Cholley [93] qui avait déjà souligné la liaison intime existant entre formes structurales et formes appalachiennes. C'est en rapport avec le drainage pliocène désormais bien organisé dans le Jura méridional, et avec l'approfondissement de ce système de vallées qui attirent les eaux ruisselant des sommets, que vont être à peu près mises en valeur les possibilités de la structure. Là aussi, bien entendu, comme le faisait remarquer M. Cholley, on peut distinguer deux générations de formes structurales, suivant qu'elles sont apparues au cours du cycle (ou mieux épicycle) d'érosion de la première moitié du Pliocène ou au cours de l'épicycle finipliocène. Sans reprendre ce problème de datation nous allons examiner les diverses formes plus ou moins proches de la structure qui ont été dégagées au Pliocène, en nous contentant, bien entendu, de prendre quelques exemples.

Parmi les formes structurales pures, il faut ranger les monts et certains revers de crêts. A la vérité, dans le Jura méridional où les surfaces structurales se conservent difficilement en raison de la minceur relative des niveaux durs, tout en disparaissant rarement complètement à cause du manque de vigueur de l'érosion, comparée à celle qui sévit dans les Alpes, on n'a que bien peu souvent affaire à de véritables formes structurales et en particulier à de vrais monts. On doit le plus souvent se contenter de formes substructurales dans lesquelles la couche dure se trouve déjà plus ou moins entamée. Ce n'est que dans le cas des combes où un noyau anticlinal, modelé sur un niveau dur inférieur, se dégage des couches tendres qui constituent les combes latérales que l'on peut parler de surfaces vraiment structurales. Il en est ainsi dans la combe de Tré-la-Joux (fig. 32) sur la bordure Nord du Retord (18) où un embryon de mont correspondant au noyau bathonien et portant la grange de La Lavanche commence à apparaître, et aussi dans les combes à la Doue et du Cimetière dans la chaîne du Grand Colombier (fig. 23) où un même noyau bathonien structural sépare deux combes oxfordiennes latérales (19).

Mais le plus souvent, on ne peut dire si les monts épousent fidèlement le plan supérieur d'une couche dure et l'on doit se résigner à appeler ainsi toute hauteur qui est calquée dans l'ensemble sur un dôme anticlinal. On peut citer comme rentrant dans cette catégorie de formes le mont de Montarquis (20) qui, au Nord-Est de Saint-

(18) Cf. 1/20.000° : Nantua n° 8.

(19) Cf. 1/80.000° : Nantua S.E.

(20) Cf. 1/20.000° : Nantua n° 4.

Germain-de-Joux, est une hauteur régulière qui reflète assez bien l'anticlinal et qui est protégé, à sa partie supérieure du moins, par une cuirasse de Séquanien résistant. Le Mont Charvet (21) qui domine au Nord la gorge de l'Albarine entre Torcieu et Saint-Rambert-en-Bugey est aussi un bon exemple de mont dont la carapace, constituée par du Bajocien dur, doit être assez bien respectée.

Quant aux revers des crêts il y en a qui suivent à peu près le pendage de couches dures, sans que des lambeaux de terrains tendres sus-jacents permettent toutefois d'affirmer qu'il s'agit d'une surface structurale véritable. Signalons parmi de tels revers le plateau de Chamoise (22) qui constitue une partie du revers du crêt du Signal des Monts d'Ain, et qui, vu de la route de La Cluse à Nantua, semble suivre à peu près le plan supérieur du Portlandien et constituer une surface structurale. Il en est de même du revers de crêt du Truchet qui domine le village de Champfromier (23), forme sub-structurale qui succède à l'Est au cirque des Avalanches, forme structurale calquée sur une inflexion synclinale, puis, dans la région des ruines de « Sur le Holland, à un aplanissement qui recoupe en biseau les couches en pendage vers l'Ouest et fait partie de la surface d'érosion de la Forêt de Chamfromier.

D'autres formes, cette fois dérivées de la structure, ont été dégagées au cours du Pliocène: ce sont les combes innombrables qui entaillent les sommets ou les versants des chaînes du Jura méridional. Remarquons d'ailleurs à ce sujet que, si le creusement de ces combes n'a réellement commencé le plus souvent qu'au Pliocène, il en est d'autres en revanche qui avaient déjà été esquissées antérieurement aux plissements pontiens (24). Ces dernières ont alors été seulement remaniées et approfondies au Pliocène, mais on soupçonne que cet approfondissement a été plus important que le creusement antérieur qui n'était qu'ébauché.

Parmi les combes qui sont ainsi apparues pendant le Pliocène, il en est qui se raccordent encore régulièrement aux anciens fonds de vallée et en particulier aux replats d'érosion que l'on peut suivre dans le Haut-Bugey aux alentours de 750-800 m. sur les versants des vallées principales. Tel est en partie le cas de la combe de Bérentin (fig. 25) qui échancre la bordure Nord-Ouest du haut plateau de Retord (25). Il s'agit d'ailleurs ici d'une région complexe dans laquelle la combe de Bérentin, comme d'ailleurs l'entaille élevée de Sourey située à l'Ouest de la Forêt de Moment, pourraient représenter des morsures d'érosion pré-pontiennes remaniées au Pliocène inférieur, mais vite isolées et karstifiées dès le Pliocène moyen et surtout au Pliocène supérieur, après la surrection limitée qui a affecté le Bugey. La vallée en pente douce qui fait suite au Nord-Est à la combe de Bérentin, et que suit la route du Poizat

(21) Cf. 1/80.000* : Nantua S.O.

(22) Cf. 1/20.000* : Nantua n° 7.

(23) Cf. 1/20.000* : Saint-Julien-en-Genevois n° 1.

(24) Entailles consécutives aux mouvements de surrection vindoboniens ? Cf. 2° Partie - Chap. XI et XII.

(25) Cf. 1/20.000* : Nantua n° 8.

à Lalleuyriat entre 880 m. et 820 m., est, elle, un témoin plus authentique de la topographie du début du Pliocène (26).

C'est aussi le cas de la combe d'Apremont (27), combe où apparaît un noyau bathonien, qui, du moins dans sa partie inférieure en aval du chalet de Molet, communique par une pente douce avec le replat cyclique de 800 m. de Grange-Henry-La Laté qui est perché au-dessus de la profonde gorge des Neyrolles à Nantua (fig. 30). En amont il est possible que la combe d'Apremont proprement dite — (950 m. d'altitude) — soit un témoin plus ou moins remanié, des entailles post-vindoboniennes un peu suspendues au-dessus des morsures plus récentes de l'érosion. Nous avons examiné ce secteur en détail (28) et nous ne nous étendrons pas plus longuement ici.

Mais si certaines combes se raccordent ainsi à peu près normalement aux replats cycliques témoins des fonds de vallées pliocènes, et si l'on peut reconstituer par là même les processus d'érosion qui ont abouti à leur creusement, il en est d'autres qui sont comme suspendues au-dessus des vaux voisins, sans que l'on puisse trouver dans la topographie actuelle un élément qui permette de comprendre le mécanisme de leur affouillement. Il faut bien admettre alors que ces combes ont dû être évidées et évoluer en fonction de vallées voisines partiellement remblayées par des matériaux qui ont aujourd'hui disparu: nous sommes ainsi amenés à évoquer la question du remblaiement pliocène qui sera traitée dans le chapitre suivant.

Dans la chaîne de Cormaranche-Planachat (29) au Sud-Est d'Hauteville, la combe de Mazières, drainée par le ruisseau des Taillis qui s'échappe par la cluse étroite de la Pierretaillée, rentre sans doute dans cette catégorie de formes (fig. 40, ph. 21). Nous avons d'ailleurs affaire, là aussi, à une région très complexe, aux éléments morphologiques multiples; l'analyse en sera faite à propos de l'étude de la karstification du val d'Hauteville et de ses bordures (30). Contentons-nous pour l'instant de bien souligner que nous parlons de l'entaille fraîche constituée par le ravin de N.-D. de Mazières, et non pas de la combe du Velly et de la Croix de l'Orme, ainsi que du replat de la ferme Guichard, qui font partie d'une autre génération de formes, indiscutablement plus anciennes. Cette combe de Mazières est donc suspendue, à la Pierretaillée, au-dessus du plateau-val d'Hauteville et a évolué en fonction d'un niveau de base un peu plus élevé que le plancher actuel du val. Comme on le verra, ce dernier a certes été abaissé par l'érosion karstique. Néanmoins, il faut concevoir, au-dessus, un remblaiement du val d'Hauteville par des matériaux détritiques, probablement pliocènes, remblaiement qui a été évacué moins rapidement que dans le Valromey parce qu'ici le drainage était plus mal assuré. Ces questions seront, elles aussi, reprises dans l'examen des phénomènes kartiques (31).

(26) Cf. Sur cette région 3^e Partie - Chap. II, 2^o.

(27) Cf. 1/20.000^e : Nantua n^o 3 et 7.

(28) Cf. 2^e Partie - Chap. XI.

(29) Cf. 1/80.000^e : Nantua S.O. — 1/50.000 : Nantua^e et St-Rambert.

(30) Cf. 4^e Partie - A, Chap. III.

(31) Cf. 4^e Partie - A, Chap. III.

Il faut citer ici un type particulier de combes très répandu dans le Jura, les combes monoclinales, évidées dans les versants des monts, formes dissymétriques dominées par une seule ligne de crêts. Affouillées le plus souvent dans l'Hauterivien ou le Purbeckien marneux, parfois dans le Virgulien en plaquettes aisément délitables, elles sont extrêmement nombreuses dans tout le Jura méridional, et particulièrement dans les chaînons crétacés du Bas-Bugey où les affleurements d'Hauterivien sont presque toujours évidés. C'est bien entendu sur les versants en pente relativement douce correspondant aux flancs normaux des anticlinaux qu'on les rencontre. Ces combes monoclinales s'ouvrent parfois sur une cluse qui traverse la chaîne: c'est le cas de la combe monoclinale évidée dans un niveau plus tendre du Valanginien à la base du versant oriental de la Montagne de Parves et ouverte au Sud sur la cluse de Pierre-Châtel. Mais le plus souvent c'est par un ruz que ce type de combe se trouve drainé et a été creusé: le ruz se ramifie dans la combe en deux ruisseaux longitudinaux et, quand il n'y a pas d'écoulement permanent, ce qui est souvent le cas, le ruissellement diffus et intermittent suit cependant les mêmes directions. De toute façon, ces combes monoclinales apparues au Pliocène ont été creusées parfois en fonction de vallées au début du Pliocène, le plus souvent en liaison avec des écoulements fini-pliocènes ou même quaternaires. Certaines apparaissent nettement comme dérivant d'un niveau d'érosion tangent aux crêts qui les dominent d'un côté, si bien qu'elles doivent être qualifiées alors de formes appalachiennes véritables.

On peut prendre comme exemple de ce genre de combes monoclinales les combes latérales qui recreusent le versant occidental du Val Chézery (32). Ce versant correspond en effet à la retombée très rapide de l'anticlinal du Crêt Chalam vers l'Est. Les terrains sont très redressés et d'autre part présentent des alternances de dureté très nettes: calcaires durs de l'Urgonien, marno'-calcaire de l'Hauterivien, couches dures du Valanginien. Il n'en fallait pas plus pour que se développe dans l'Hauterivien la combe de Noire-Combe (ph. 22). Il s'agit d'une rainure assez étroite, évidée entre la retombée normale du Raveyrot à l'Ouest, et le crêt peu élevé, mais escarpé, d'Urgonien à l'Est. D'ailleurs, étant donné le très fort pendage des couches, il s'agit presque d'une barre. Le sommet de cette combe qui descend rapidement vers le Sud-Ouest est situé vers la ferme de Combet aux alentours de 815 m, donc à 25 m. seulement en contrebas du crêt urgonien oriental. On a l'impression qu'il s'agit d'une forme de relief semi-appalachien, évidée à partir d'un ancien replat de versant tangent au crêt ou plutôt peut-être à la hauteur de Tilleret-Haut (861 m.) qui se dresse au Sud-Ouest de la combe; ce versant était probablement celui d'une ancienne vallée de la Valserine au début du Pliocène. Mais cette combe a été fortement recreusée par l'intermédiaire du ruz plus récent qui a creusé un ravin escarpé entre Tilleret-Derrière et Fontaine Bénite; ainsi s'explique la pente

(32) Cf. 1/20.000° : Saint-Julien-en-Genevois n° 2.

longitudinale très forte de cette combe entre Combet (815 m.) et Noire Combe (770 m.).

Enfin, M. Vincienne a signalé [63] l'existence d'un type spécial de combes qui d'ailleurs n'est guère représenté que par un exemple unique dans le Jura méridional : la « combe en reculée » d'Orva située à l'Est de Belleydoux. Il s'agit d'une combe creusée à partir de la section en cluse du cours de la Semine à travers le prolongement méridional de l'anticlinal des Bouchoux, entre le synclinal d'Evuaz et celui, moins accentué, d'Echallon-Marnod dont la rivière occupe d'ailleurs le flanc occidental et non pas l'axe. C'est un des rares exemples dans le Jura de combe de type préalpin, creusée à partir d'une cluse. Comme d'autre part cette combe d'Orva est séparée du val d'Evuaz par des rapides et de hautes cascades, et qu'il y a là deux mondes vraiment différents de part et d'autre de ce « bout du monde », on peut vraiment parler de « combe en reculée ».

Ainsi se sont dégagées au cours du Pliocène la plupart de ces combes qui constituent un paysage typiquement jurassien. En même temps les crêts qui les bordent se trouvaient mis en valeur ; on a vu que les sommets légèrement rabotés de certains d'entre eux sont des témoins des anciens aplanissements dont dérivent les combes. Les exemples en seraient innombrables. Nous insisterons seulement de nouveau sur l'opposition qui existe entre les combes jurassiennes, souvent creusées en contre-bas d'aplanissements par l'intermédiaire de ruz (car le cas de la combe d'Orva est très rare dans le Jura du Sud) et les combes des Préalpes de Savoie qui sont en majeure partie affouillées à partir des cluses.

Par là même se trouve affirmée l'importance dans notre région d'une autre forme dérivée de la structure, les ruz. Il n'est pour s'en convaincre que de jeter un coup d'œil sur la chaîne si déchiquetée de Grand-Colombier (33) où les ravins sauvages de l'Arvière, du ruisseau de Brançon, de la Dorches et du Rimai, drainent les combes médianes et monoclinales de la haute montagne (fig. 23, ph. 24). Il est hors de doute que ces ruz ont été ébauchés au début du Pliocène et approfondis à la fin de cette même période. Toutefois, la raideur de leurs versants et de leur pente longitudinale, et leur raccord avec les vallées actuelles, montrent qu'ils ont été fortement remaniés et recreusés par les eaux de fonte des glaces au Quaternaire : c'est l'époque où ils ont connu leurs plus forts écoulements, car, de nos jours, seules les eaux de fonte des neiges et des orages ravinent leurs formes escarpées et maintiennent tant bien que mal leur fraîcheur.

Enfin, il est d'autres formes dérivées capitales qui ont été ébauchées dès le début du Pliocène : ce sont les cluses. On connaît les rapports qui existent entre leur tracé et la structure, la complexité de ces longues cluses composées qui sont un des caractères essentiels, et combien heureux pour la vie de relations, du Jura méridional. On sait que l'emplacement de la cluse de Nantua à Châtillon-de-

(33) 1/50.000° : Saint-Rambert, Seyssel, Belley et Rumilly.

Michaille a été favorisé par les torsions que subissent les plis entre Les Neyrolles et Châtillon (fig. 2), que les cluses composées ne sont qu'une succession de courtes cluses véritables et de longues sections synclinales, comme si l'érosion avait, pour ainsi dire, rusé avec la tectonique, recherchant les faiblesses du dispositif des terrains pour se frayer un passage. Le long de toutes ces cluses on retrouve des indices, replats notamment, attestant que ces passages ont commencé à être creusés au début du Pliocène et n'ont cessé de s'approfondir pendant toute cette ultime période du Tertiaire.

Il nous reste enfin à parler des formes topographiques qui se sont aussi dégagées au cours du Pliocène mais qui sont beaucoup plus rares dans le Jura méridional : les synclinaux perchés. Il s'agit cette fois d'une forme réellement inversée, dont l'apparition a exigé des conditions tectoniques et morphologiques spéciales. Il n'est pas exact de dire, comme on le faisait autrefois, que le Jura ne renferme pas de synclinaux perchés. Il en existe quelques-uns, au moins dans le Jura méridional. Mais pour qu'ils aient pu être dégagés à partir des aplanissements anciens qui rabotent les sommets, il faut d'abord que nous ayons affaire à des synclinaux étroits et profonds qui contrastent avec les synclinaux larges à fond de baquet et peu déprimés que l'on rencontre habituellement dans le Bugey : ces conditions tectoniques se rapprochent alors de celles qui, dans les Préalpes de Savoie, ont permis le façonnement des synclinaux perchés, tel le fameux val perché du Charbon au Sud-Ouest du Lac d'Annecy. Il faut ensuite que l'érosion, fluviale et glaciaire, ait creusé à proximité des vallées très profondes, d'où partent des attaques puissantes, exacerbées par la profondeur du niveau de base, et qui puissent isoler et « percher » le val ; ces vallées peuvent être remplacées évidemment par des dépressions de plus grande ampleur, d'origine tectonique et morphologique à la fois, disposées par exemple en contre-bas de la partie la plus soulevée d'un bloc basculé.

Enfin, les processus du karst paraissent bien avoir contribué à la conservation de ces formes inversées en entravant l'évolution ultérieure qui aurait pu démanteler ces vaux perchés, si le ruissellement s'était attaqué à ces hautes surfaces toutes proches d'un niveau de base très déprimé. Les terrains calcaires fissurés ont absorbé les eaux de pluie et les ont empêchées de ruisseler à la surface du sol ; le karst a en quelque sorte « immunisé » ces synclinaux perchés.

Ces conditions se trouvent réunies pour le synclinal perché du Plan d'Evosges (fig. 4 et 23) qui se dresse au-dessus de la cluse de l'Albarine entre Saint-Rambert-en-Bugey et Tenay (34). Le synclinal de Faysse-Oncieu-Argis est en effet un synclinal plus étroit et plus profond que ceux qui le précèdent ou lui font suite. D'autre part, l'Albarine, peut-être aidée par les glaces (35), a creusé une gorge profonde à 500 m. en contre-bas : c'est un véritable abîme que dominant les hauts escarpements du Séquanien- Rauracien et d'où

(34) Cf. 1/80.000° : Nantua S.O. — 1/50.000° : Saint-Rambert.

(35) Cf. la discussion de ce problème dans 4° Partie - B, Chap. II.

part une furieuse érosion régressive qui a facilement affouillé les combes anticlinales d'Evosges et d'Oncieu qui isolent le val perché. Enfin, le Séquanien et le Kimmeridgien sont des calcaires très fissurés qui boivent avec avidité les eaux de pluie (d'autant plus que l'appel au vide exercé par la cluse de l'Albarine est énorme), et sur lesquels les processus karstiques sévissent avec toute leur ampleur.

Il en est résulté le façonnement d'un très beau val perché dont la proue se dresse fièrement au-dessus d'Argis qu'elle domine de 500 m. mais qui fait encore figure de bastion au-dessus des combes d'Evosges et d'Oncieu: c'est au prix de lacets en épingles à cheveu et d'une rampe sévère et longue que l'unique route qui dessert Evosges se hisse au-dessus d'Oncieu jusqu'à ce bastion; le val perché n'est vraiment accessible qu'à partir du village même d'Evosges. Sa forme intérieure est celle d'une carène de bateau, moins creusée certes que celle du fameux Charbon savoyard, mais encore bien caractéristique. Aucune eau courante bien entendu; mais une surface âpre, desséchée, piquetée de broussailles et criblée de « bichettes », terme qui dans le patois bugiste, désigne les dolines en entonnaires (du nom d'un ancien instrument de mesure des céréales). Toute eau aussitôt tombée s'engouffre dans les conduits souterrains. Ce val perché paraît dériver d'anciens aplanissements pré-pontiens fortement remaniés au Pliocène inférieur. Il a été creusé en fonction d'une vallée fini-pliocène ou même Quaternaire de l'Albarine mais, comme on l'a vu, il a été vite isolé par la karstification (36).

Dans la partie occidentale du Molard de Don, le val d'Innimont (fig. 14 et 20, ph. 14), appelé parfois Maubretaine (37), peut apparaître au premier examen comme un val perché, au moins dans sa partie méridionale où il domine directement et fortement le Bassin de Belley (plus de 500 m. de dénivellation séparent Saint-Germainles-Paroisses de la Croix de la Roche), comme aussi la boutonnière évidée de Marchamp-Lompnaz à l'Ouest. Cependant, comme il est dominé au Nord-Est par la combe du Molard, on ne saurait le qualifier vraiment de synclinal perché. Communiquant souterrainement avec la célèbre source intermittente du Groin de Marchamp, ce val, qui dérive de la surface néogène inclinée vers l'Ouest qui caractérise la morphologie d'ensemble du versant occidental du Molard de Don, a peut-être été esquissé entre le Vindobonien et le Pontien sous forme d'une entaille peu profonde; il a surtout été creusé en liaison (souterraine) avec les niveaux d'érosion pliocènes dont on retrouve de nombreuses traces entre Marchamp et le Rhône. Nous avons déjà évoqué ces problèmes à la fin de la seconde partie et nous les reprendrons plus en détail en étudiant les processus karstiques dans le Molard de Don (38).

On peut en revanche citer comme val perché caractéristique celui d'Arnans-Tête Béguine (fig. 33 et 34), situé dans le prolonge-

(36) Il faudrait aussi citer, dans la même région, le synclinal perché du Chaney et celui qui est situé à l'Ouest de Lacoux.

(37) Cf. 1/20.000^e : Belley n^os 2, 6 et 7.

(38) Cf. 4^e Partie - A, Chap. II.

ment Nord de la chaîne de Corent, en Revermont (39). Il s'agit encore d'un synclinal étroit et assez déprimé, constitué par le Séquanien-Rauracien fissuré et favorable à l'évolution karstique. La demi-cluse de Sélignac fait ici office de dépression, creusée à près de 300 m. en contre-bas, d'où partent les attaques de l'érosion qui, en creusant les combes oxfordiennes des Elaines à l'Ouest et de « l'épingle à cheveux » (Grand lacet de la route de Saint-Claude à Bourg) à l'Est, ont isolé le bastion du val perché qui surplombe la Chartreuse de Sélignac. Nous avons affaire, là aussi, à une carène de navire caractéristique, criblée de dolines ou même d'ouvalas, qui se creuse en contre-bas de crêts aplanis — fait intéressant à noter — et constitue le terroir en partie cultivable du village d'Arnans.

Ce val perché suspendu au-dessus de la demi-cluse de Sélignac a peut-être été esquissé après le Vindobonien par une vallée qui se serait dirigée vers le Sud; mais il a surtout été creusé au Pliocène moyen et supérieur par érosion essentiellement karstique, à partir d'une surface d'érosion dont on observe encore des témoins dans les petits aplanissements qui rabotent les crêts de bordure. Cette surface est sans doute une surface ponto-pliocène qui a remanié de très anciens aplanissements oligo-miocènes. Il n'est pas absurde en effet de penser que son origine remonte à la période pré-pontienne, car entre les complications tectoniques de l'Est et de l'Ouest de la chaîne on a l'impression de trouver des morceaux de plissements oligocènes lâches, constituant des blocs rigides, plus ou moins déformés ultérieurement et incorporés dans le plissement pontien. Il existe de ce fait un contraste saisissant entre ce val perché d'Arnans-Tête Béguine, où l'on peut sans doute valablement rechercher des restes de vieilles surfaces, et la région de Combarnaud à l'Ouest, où, de toute évidence, l'on rencontre des surfaces karstiques post-pontiennes.

Enfin, le Mont Fier qui représente la proue du grand plateau des Molunes au-dessus de la combe des Arcets et de la vallée de la Bienne supérieure ou Bief de la Chaille est encore un type de val perché (40). On a sur lui une bonne vue d'ensemble depuis la R.N. 5 entre Morez et Les Rousses. On constate en effet qu'entre les synclinaux crétacés très pincés de Prémanon-Chaud Berthod à l'Est, et de Longchaumois à l'Ouest, la lourde bosse anticlinale de Séquanien-Rauracien est divisée en deux anticlinaux par une ondulation synclinale médiane. Comme il s'agit d'une part de terrains calcaires très propres à la karstification et facilement immunisables contre les attaques de l'érosion subaérienne, et que d'autre part la Bienne supérieure a creusé en contre-bas une cluse en gorge profonde, facilitée par le célèbre décrochement de Morez, les conditions favorables à la mise en valeur d'un synclinal perché se trouvaient réunies. La Biennette et ses deux branches supérieures sont parties à l'assaut depuis la cluse de la Bienne qui est à moins de 775 m. d'altitude et la vague d'érosion régressive a affouillé dans l'Oxfordien les deux

(39) Cf. 1/20.000° : Moirans-en-Montagne n° 5 et Nantua n° 1.

(40) Cf. 1/20.000° : Morez n° 7.

combes de Combe Berthod à l'Ouest et du Mont Fier à l'Est. Ainsi s'est trouvé isolé le bastion très étroit (300 m. au maximum) du synclinal perché du Mont Fier (1.281 m.) dont la carapace rauracienne, sur laquelle on observe fort bien l'inflexion synclinale, semble flotter sur les terrains schisto-marneux de l'Oxfordien (41). Ce val perché dérive de la surface d'aplanissement générale du plateau des Molunes, vieille surface pré-pontienne fortement remaniée et karstifiée au Pliocène (42). Il faut noter d'ailleurs que ce bastion très exigu n'a été que très faiblement recreusé en son milieu par l'érosion karstique pliocène contemporaine de l'érosion subaérienne qui déblayait les têtes des combes voisines, et que, contrairement aux synclinaux perchés déjà examinés, il n'offre guère l'aspect d'une carène de navire.

Il faudrait ranger aussi à côté des synclinaux perchés, parmi les formes de relief inversé, les barres correspondant à des couches synclinales très dures et redressées à peu près à la verticale. Il y en a de très nombreux exemples, dans tous les synclinaux crétacés notamment. Contentons-nous de citer, comme types très caractéristiques de barres, celles que l'on observe sur le Retord (fig. 25), à l'Ouest vers La Manche (elles apparaissent sur les photos aériennes comme d'étroites bandes boisées séparées par les prairies) et à l'Est entre La Cuvéry et la Croix Jean-Jacques, les barres si nombreuses des synclinaux crétacés (urgoniennes et valanginiennes) des Molunes (fig. 27), notamment dans le val de Chaux-Berthod et dans celui de Lamoura ou du Bief Froid ou enfin celles qui accidentent le plateau-val des Rousses, immédiatement au Nord de La Cure et entre Les Rousses-d'en-bas et Les Rousses d'amont.

(41) Il s'agit d'un val perché très dissymétrique.

(42) Cf. 2^e partie - Chap. IX.

CHAPITRE IX

LE REMBLAIEMENT PLIOCÈNE (1)

Nous avons vu qu'au cours du Pliocène des rainures avaient été affouillées dans les bandes de terrains tendres et que des formes structurales ou au moins substructurales avaient été dégagées. Ces faits supposaient donc une reprise de l'érosion; mais il ne s'agissait encore que d'une reprise d'érosion localisée. En réalité le creusement ne s'est pas limité à ces bandes de terrains plus tendres. Le plissement pontien et les phases de soulèvement mio-pliocènes et plio-quadernaire ont en effet exacerbé l'érosion dans toutes les chaînes et déclenché une attaque générale des parties hautes qui ont été sérieusement rabotées et ont perdu de l'altitude.

Il faut bien souligner d'ailleurs que, lorsque l'on parle d'un déclenchement d'une vague d'érosion dû au plissement et au soulèvement, il s'agit d'un artifice de langage; en réalité les deux phénomènes ont été non pas consécutifs, mais concomittants. Il y a eu simultanément de l'érosion et de l'orogénèse et, comme le faisait remarquer M. Cailleux à la suite de la communication de M. Glangeaud à la Société Géologique de France [26], ce phénomène est « non seulement... plausible, mais même, dans le cas des plis déversés et superficiels... nécessaire ». Il en est de même dans les plis déjetés: dès que le pendage des couches dépasse une certaine valeur, la roche se désagrège et est évacuée et, si cette évacuation n'est pas assez rapide et si le pli progresse encore, il se forme une brèche qui, d'abord sédimentaire, acquiert ensuite un caractère tectonique.

La vague d'érosion consécutive aux bouleversements paroxystiques pontiens et aux soulèvements pliocènes de bien moindre ampleur a mobilisé une masse considérable de débris et a, par conséquent, déterminé un remblaiement ou plus exactement deux phases de remblaiement qui se situent l'une pendant le Pliocène inférieur et l'autre à la fin du Pliocène. Ce remblaiement a d'ailleurs été complexe. Une partie des matériaux seulement est constituée par des éléments jurassiens, des débris autochtones arrachés aux

(1) Le terme pliocène sera entendu dans ce chapitre au sens large, englobant les dépôts étiquetés villafranchiens.

sommets proches et transportés sur de courtes distances; leur aspect reflète cette origine locale: on rencontre en effet dans les dépressions bugistes de nombreux cailloux émoussés et aplatis, témoins d'une usure certaine mais limitée, qui n'ont pas eu le temps d'être mieux polis ou même roulés et qui sont en particulier bien distincts des galets roulés enrobés dans les boues glaciaires ou constituant des lits caractéristiques dans les moraines. Maints échantillons de ces cailloutis peuvent être recueillis, dans la Combe du Val ou le haut bassin d'Aranc par exemple.

Mais à côté de ces éléments autochtones, on trouve aussi dans le remblaiement pliocène des matériaux qui ont connu évidemment un transport bien plus long et, de ce fait, une usure beaucoup plus importante: aussi sont-ils représentés par des cailloutis beaucoup plus émoussés, non plus seulement aplatis mais roulés, et en outre constitués par des matériaux arrachés à la chaîne des Alpes, calcaires nummulitiques des Préalpes ou quartzites des massifs internes par exemple. La carte géologique de Nantua signale l'existence de ces éléments sur la bordure occidentale du Bugey, aux environs de Neuville-sur-Ain et de Pont-d'Ain, où l'on rencontre des nappes de quartzites très patinés, emballés dans un limon argileux ou parfois dans du sable, qui s'élèvent à 140 m. au-dessus de l'Ain, soit à près de 400 m. d'altitude, au Bois de Charmontay, au Nord de Jujurieux. Si certains blocs de grande taille peuvent faire naître des doutes sur leur transport fluvial (certains ont imaginé que ces blocs avaient été apportés lors de la glaciation günzienne ou même au cours d'une glaciation pliocène), il n'en est pas de même pour une grande partie des cailloutis dont la petite taille s'accorde bien avec un transport lointain par écoulements organisés ou nappes d'eau.

Il est à noter d'ailleurs que l'on rencontre des matériaux d'aspect et d'origine voisins sur la bordure du Jura septentrional et comtois (1). Ce sont les galets alpins apportés par un ancêtre du Rhin qui empruntait alors la zone de subsidence de la Trouée de Belfort et la gouttière qui s'accentuait sur l'emplacement de l'actuelle vallée du Doubs, entre Montbéliard et la Forêt de Chaux. Aussi cette Forêt et la région de Lons-le-Saunier renferment-elles des dépôts qui témoignent de cônes de déjection déposés par ce fleuve: on trouve ainsi les sables à galets de la forêt d'Arne, dans la partie la plus basse de la Forêt de Chaux (escarpement de Montbarrey) qui peuvent être datés de la base du Pliocène, grâce aux débris de vertébrés divers qu'ils renferment; au-dessus on rencontre des galets qui ressemblent aux précédents mais qui contiennent en outre des éléments calcaires locaux et aussi des bancs de sable. Ces éléments alpins dûs au remblaiement pliocène ne se rencontrent pas seulement sur la lisière Ouest du Jura méridional: nous aurons l'occasion de voir qu'il en existe aussi à l'intérieur de la chaîne, notamment dans le Bas-Bugey (partie Nord du bassin de Belley) et même dans certaines dépressions élevées du Molard-de-Don, comme la Maubretaine, entre Ordonnaz et Innimont.

(1) Cf. Glangeaud L. [23] et [28].

La masse des matériaux arrachés par l'érosion aux monts du Jura ou aux chaînes alpines a submergé certaines vallées et les dépressions plus amples du Jura méridional. Ce remblaiement qui s'est effectué au cours du Pliocène a été d'autant plus important que la Bresse elle-même se trouvait remblayée par les sédiments du Pliocène inférieur et moyen qui se sont accumulés sur 200 m. d'épaisseur et ont fini par combler le lac bressan (2). Cette accumulation de matériaux dans le fossé des plaines de la Saône ne pouvait manquer d'avoir ses répercussions dans l'intérieur de la chaîne. Il en résulta en effet un relèvement du niveau de base des rivières issues du Bugey et du Revermont. Elles se trouvèrent incapables d'évacuer les masses de débris alpins et jurassiens et déposèrent une partie de ces matériaux détritiques dans les vallées qui se trouvèrent ainsi remblayées au-dessus du niveau de creusement précédemment atteint dans la roche en place. Le même phénomène se produisit pour la bordure méridionale du Bugey et les plateaux du Bas-Dauphiné qui furent eux aussi remblayés au Pliocène par des accumulations de débris. Les fleuves jurassiens orientés Nord-Sud qui se dirigeaient vers ces plateaux remblayèrent eux aussi par contre-coup leurs vallées.

Ainsi se remplirent les synclinaux jurassiens profondément déprimés et des surfaces de remblaiement se constituèrent dans les vaux qui avaient été auparavant assez profondément creusés dans la roche en place. Par là même apparut une topographie spéciale, aux formes molles et émoussées, collines et croupes surbaissées ou surfaces aplanies (nous en verrons plus loin l'origine), modelées dans les cailloutis pliocènes inconsistants qui ont été ensuite recouverts par les boues et galets glaciaires. Cette topographie, en quelque sorte adventice, qui apparaît dans les dépressions, fait un vif contraste avec les pentes raides ou les escarpements sculptés dans les calcaires des versants qui encadrent les dépressions. Ce contraste n'apparaît peut-être nulle part de façon aussi éclatante qu'entre les plaines et les molles collines de la Combe du Val et le versant très raide par lequel s'enlève à l'Ouest la Montagne de l'Avocat, au-dessus d'Izenave et Corcelettes (fig. 22 et 28 ph. 20). La topographie aux lignes douces et surbaissées est cependant interrompue et surmontée çà et là par des buttes plus escarpées, quoique peu élevées, constituées par la roche en place, calcaire valanginien en général, qui troue la couverture plio-quatenaire probablement à la faveur des plissements de détail du Crétacé, dûs à la « collapse structure » dans les synclinaux. Nous rencontrerons ainsi des types de pareilles buttes dans la Combe du Val, entre Condamine-La Doye et Le Balmay, et, bien que la carte géologique ne mentionne pas de terrains crétacés, à l'Ouest de Lantenay (Ain).

(2) M. Glangeaud souligne lui aussi (cf. [23]) que le long de la bordure occidentale du Jura le creusement mio-pliocène a été suivi d'un remblaiement d'âge pliocène moyen et supérieur. Ces dépôts pliocènes ont comblé le lac bressan sur plus de 200 m. d'épaisseur (sondage de Ratte dans la région de Lons-le-Saunier).

Telles étaient les conditions favorables à un remblaiement des dépressions du Jura du Sud au début et à la fin du Pliocène et ses aspects d'ensemble. Décrivons maintenant quelques ensembles de ce remblaiement qui a laissé des traces dans de nombreuses dépressions. Notons d'abord que les matériaux détritiques qui le constituent n'ont été que rarement étiquetés pliocènes par les auteurs des cartes géologiques qui couvrent le Jura méridional ; ils ont été en général confondus avec les dépôts glaciaires, moraines de fond en particulier. Mais nous verrons qu'une analyse plus approfondie de ces débris permet de les distinguer des matériaux abandonnés par les glaciers. Outre les dépôts de la bordure occidentale du Bugey aux environs de Pont d'Ain dont nous avons déjà parlé, il n'y a guère qu'un seul point où les géologues ont mentionné expressément des lambeaux de cailloutis pliocènes : c'est le versant oriental de la chaîne de l'Épine, mont qui n'est plus en Bugey mais fait partie des marges savoyardes du Jura méridional. C'est par ce gisement, assez bien identifié, que nous commencerons l'examen de ces exemples de remblaiement pliocène.

Quand on suit la route de Chambéry au col de l'Épine (3), en escaladant le versant oriental de la Montagne de l'Épine on aperçoit au-dessus de Saint-Sulpice-le-Vieux, à proximité du lieudit Touny et du premier grand lacet Sud de la route, une butte étroite et effilée du Nord au Sud : cette butte renferme de nombreux cailloutis, en majeure partie quartzeux ou feldspathiques, qui sont très émoussés en général et surtout très aplatis : cet aplatissement accentué est l'indice d'écoulements fluviatiles et d'un transport assez long qui a remanié ces cailloux. Parfois ceux-ci sont cimentés grossièrement et forment un conglomérat, bien distinct d'ailleurs du conglomérat que l'on rencontre non loin de là au sommet du Crétacé et au contact de l'Aquitarien : il en est ainsi par exemple tout près d'une prise d'eau pour le village de Saint-Sulpice, au Sud-Est et au-dessus du deuxième lacet de la route. Ces cailloutis ne contiennent pas, à notre connaissance, de débris de vertébrés permettant de les dater avec sûreté ; mais comme ils ressemblent d'une manière frappante au cailloutis des hauts plateaux que l'on rencontre dans le Bas-Dauphiné, notamment aux environs de Bourgoin, et qui, eux, ont été identifiés, on peut les ranger, avec assez de vraisemblance semble-t-il, dans la catégorie des dépôts pliocènes.

Or ces cailloutis sont situés à l'altitude de 650-700 m. (et non pas 900 m. comme l'indique la notice de la carte géologique de Chambéry). Même si l'on admet que des mouvements récents de surrection, au Pliocène supérieur ou au Quaternaire, les ont portés à une altitude plus élevée que leur position originelle — et il est légitime de l'admettre dans ces marges savoyardes toutes proches des Alpes — ces dépôts constituent néanmoins des témoins, peu importants en étendue il est vrai, d'un remblaiement pliocène qui occupait en partie la grande vallée de Chambéry et qui a été balayé par les écoulements fluviatiles, les glaces et les eaux de fonte du Quater-

(3) Cf. 1/80.000* : Chambéry S.E. — 1/50.000 : Chambéry.

naire. Ce sont donc des indices précieux d'une surface de remblaiement que l'on peut légitimement mettre en relation avec les hauts niveaux d'érosion du Pliocène inférieur que nous avons rencontrés en maints endroits du Jura méridional.

Mais ce sont là, comme on le voit, des lambeaux pliocènes bien minces. Au contraire dans une partie tout à fait différente du Jura méridional, en plein Bugey cette fois, la Combe du Val nous offre l'exemple d'une vaste dépression à demie remplie par des matériaux pliocènes et d'une belle surface de remblaiement étendue.

Il s'agit d'un des plus beaux vaux du Bugey qui, de Mailliat jusqu'au Sud d'Izenave, ne mesure pas moins de 12 km. de long tandis que dans sa plus grande largeur, au droit de Vieu d'Izenave, il s'étend sur 4 km. environ (fig. 22 et 28). Drainé par le Borrey qui n'est autre que le cours supérieur de l'Oignin, par la Borreyette et les ruz qui descendent de la chaîne des Monts d'Ain et du Molard de l'Orge qui le bordent à l'Est, ce val offre un type de paysage bien différent de celui auquel l'œil est habitué dans les Monts du Bugey. Tantôt ce sont des collines molles et des croupes surbaissées, aux pentes en général convexes, qui s'offrent aux yeux, comme aux environs du hameau du Balmay. Tantôt ce sont des talus très nets, aux pentes plus rudes, qui séparent des surfaces étagées, tel le talus des Grands-Moulins par lequel on passe de la plaine de Mailliat à la surface plus élevée et plus ondulée de Condamine-la-Doye ou encore le ressaut qui, de Lantenay au Sud de Vieu d'Izenave, est longé par le torrent du Flon issu de la combe monoclinale oxfordienne du Molard de l'Orge. Tantôt — et c'est peut-être l'élément le plus original du paysage — nous sommes en présence de plaines étonnamment plates qui sont des surfaces de remblaiement certes, mais remaniées par un type d'érosion spécial, lacustre probablement, nous le verrons bientôt : ainsi se présente la haute plaine d'Izenave (700 m. environ) sur laquelle le Borrey coule à fleur de terre sans aucun encaissement et qui termine au Sud la Combe du Val proprement dite, avant le talus rocheux qui la sépare du haut bassin d'Aranc. Enfin il faut signaler, comme dernier élément du paysage de ce val, quelques buttes rocheuses plus âpres nettement distinctes des collines molles signalées plus haut qui sont dues à la réapparition des terrains crétacés durs qui percent la couverture de matériaux détritiques.

Quelle est la nature des matériaux qui empâtent cette dépression ? Sauf en ce qui concerne la banquette occidentale qui porte les hameaux d'Oissellaz, Talipiat et Corcelettes et qui a été mentionnée comme recouverte de moraines glaciaires anciennes, mindéliennes et rissiennes, les auteurs de la carte géologique de Nantua (2^e édition) ont uniformément figuré le matériel détritique de la Combe du Val come étant du « Glaciaire local » ; ils ont indiqué en particulier, le talus situé au Nord de Condamine-la-Doye, à proximité du débouché du ravin de l'abbaye de Meyriat (torrent du Valey) comme un vallum morainique dû à une langue glaciaire locale. S'il est indéniable que des matériaux glaciaires se rencontrent dans la Combe du Val, surtout en couche superficielle assez peu épaisse, il paraît abusif de faire de tous les débris qui empâtent cette vaste dépression

des éléments glaciaires jurassiens. M. Cholley s'est livré à une critique serrée de cette conception [93] et nos propres observations ont confirmé sa manière de voir.

Nous verrons d'abord, quand nous examinerons les glaciations dans le Jura méridional, que l'existence d'une glaciation locale n'est pas admise par tous, du moins dans tous les secteurs du Jura du Sud. Si elle est plausible et même très probable dans le Haut Jura oriental, elle l'est beaucoup moins dans le Bugey central et occidental où l'altitude est beaucoup plus modeste. Nous renvoyons à la discussion de cette conception (4) et nous ne nous étendrons pas davantage ici sur ce point.

Mais en outre la nature des dépôts observés ne permet pas de penser qu'ils sont d'origine exclusivement glaciaire. Les nombreuses sablières ouvertes dans la région de Balmay, de Vieu d'Izenave et dans la haute plaine d'Izenave, ainsi que les tranchées de la voie de l'ancien tramway de la Cluse à Brénod, montrent des blocs aux coins toujours arrondis et surtout des cailloux bien roulés et des cailloutis de petites dimensions et souvent aplatis. On ne rencontre pas de cailloux striés qui seraient des indices d'une moraine de fond. Les boues et les sables sont assez rares et, quand ils existent, ils sont localisés dans la partie supérieure des coupes, près de la surface du sol. Il semble donc qu'il ne s'agit pas de moraines ou plutôt que, s'il existe une couverture morainique, elle est mince et recouvre des éléments antérieurs que le glacier a trouvés lors de son arrivée.

Quant au talus signalé plus haut au Nord de Condamine-la-Doye, et mentionné sur la carte géologique comme un vallum morainique pur et simple, il semble que ce soit plutôt un vaste cône de déjection déposé par les torrents qui drainaient la Combe du Val et le revers occidental des Mont d'Ain, cône seulement surmonté par des dépôts glaciaires. La sablière ouverte en bordure de la route joignant les Grands Moulins à Condamine-la-Doye, peu avant le pont du Valley et en contre-bas de la route D 129 qui rejoint la route directe de Brénod (5), montre en effet — et montrait plus encore jadis quand elle était en pleine exploitation (6) — des lits de cailloutis présentant une stratification légèrement entrecroisée alternant avec des lits sableux et recouverts par des boues, des galets roulés et de gros blocs qui représentent vraisemblablement des éléments morainiques. Il apparaît ainsi clairement que des dépôts alluviaux existaient avant que le glacier (alpin plus vraisemblablement que local) n'envahisse cette vaste dépression ; celui-ci les a alors remaniés et ici « réaménagés en rides de moraines frontales ou latérales », suivant l'heureuse expression de M. Cholley. Aussi, bien qu'à notre connaissance on n'ait pas retrouvé jusque là trace de débris de vertébrés qui permettraient une datation précise de cette

(4) Cf. 4^e Partie - B.

(5) Cf. 1/20.000^e : feuille de Nantua n° 6.

(6) Ce fait m'a été confirmé par M. Cholley lors d'une course faite avec lui sur le terrain. M. Cholley avait effectué des observations encore plus probantes en 1947.

masse de matériaux détritiques, il semble légitime de voir en ceux-ci des alluvions fluviales pliocènes.

Peut-être faut-il rattacher à ce remblaiement pliocène de la Combe du Val les dépôts que l'on observe, vers 760 m. d'altitude, à la tête du ravin du Valey, à proximité des ruines de l'abbaye de Meyriat. Le sauvage défilé creusé par le Valey entre le plateau de Chevillard et celui de la Forêt de Meyriat cesse brusquement, à 700 m. environ en aval des ruines de l'abbaye. Il fait place à un palier herbeux dont le fond plat, contrastant violemment avec les versants très raides qui l'encadrent, évoque un remblaiement. La carte géologique de Nantua a simplement là aussi mentionné du « glaciaire local ». Mais, comme dans la Combe du Val, l'aspect des matériaux détritiques visibles ici et là s'accorde mal avec cette étiquette : il s'agit aussi de cailloutis peu émoussés qui évoquent un court transport fluvial en provenance des régions voisines et n'ont guère l'allure d'éléments morainiques. Il pourrait donc s'agir d'un lambeau témoin du remblaiement pliocène, conservé dans cet écrien que constitue la tête de vallée du torrent et déblayé ultérieurement du cours inférieur du ravin par les écoulements fluvio-glaciaires puissants qui ont buriné ce défilé sauvage. L'altitude même du palier (760 m.), supérieure à celle de la haute plaine d'Izenave dans la Combe du Val, montre qu'une partie du remblaiement a disparu dans cette vaste dépression du fait des érosions ultérieures, ce qui est très normal si l'on songe à la nature friable et peu cohérente de ces débris.

De même il est possible de retrouver des traces, assez étendues cette fois, d'un remblaiement pliocène probable dans le haut bassin d'Aranc (fig. 40). Il s'agit d'une plaine encore plus élevée que celle d'Izenave (la dénivellation avec la Combe du Val que rachète le Borey par les Sauts du Moulin de Merlet est d'environ 50 m.) qui occupe une dépression monoclinale à l'Est de l'axe anticlinal de Résinand-Evosges ; la largeur de l'affleurement de Rauracien montre d'ailleurs qu'il y a ici un palier structural. Cette dépression n'est que peu creusée en contre-bas des sommets qui la bordent à l'Est comme à l'Ouest, 150 m. au maximum et parfois bien moins. En outre elle est constituée par une surface très peu ondulée, parfois même très plate, qui évoque parfaitement l'idée d'une surface de remblaiement. L'hydrographie y est bien entendu fort incisée : la partie située au Nord d'Aranc est occupée par un marais étendu et le Borey draine en théorie plus qu'en fait le bassin vers le Nord. La remontée d'érosion provenant de la Combe du Val a à peine entamé cette haute surface qui semble un témoin d'une ancienne topographie, sans doute pliocène, conservé presque intact jusqu'à l'époque actuelle ; c'est plutôt à l'Ouest d'Aranc, par une des branches de la Mandorne qui remonte depuis Saint-Rambert et la profonde cluse de l'Albarine, qu'il faut s'attendre à une attaque de l'érosion : une capture est probable dans ces parages, comme le notait déjà J.B. Martin [113].

Là aussi, sur la carte géologique de Nantua, M. Doncieux n'a figuré que du « glaciaire local » ; mais on peut concevoir des doutes sur le bien-fondé de cette identification. Plusieurs sablières, notam-

ment près de la route joignant Aranc aux ruines du château de Salginis, montrent en effet des lits de cailloux assez peu roulés, parfois même encore anguleux, alternant avec des sables stratifiés, le tout constituant souvent un ensemble de lits entrecroisés, anastomosés. On a l'impression, comme aux environs de Condamine-La-Doye, de se trouver en présence d'alluvions fluviales et plus précisément d'un ancien delta torrentiel plutôt que de moraines. Du moins les éléments glaciaires existant en certains points semblent recouvrir et remanier des alluvions antérieures, donc pliocènes. Il semble probable que nous soyons en présence d'un remblaiement préglaciaire qui a empâté une vallée plus profondément creusée jadis. Il n'y manque même pas, comme dans la Combe du Val, des buttes escarpées qui correspondent à des pointements de roche en place, ici jurassique, perçant la couverture plio-quaternaire, telle la butte située au Sud de Corlier ou celle qui porte les ruines de Salginis.

A l'Est cette fois de la Combe du Val, le plateau-val de Brénod-Hauteville et ses vallées affluentes offrent des traces du même remblaiement pré-glaciaires (fig. 28 et 40). Elles apparaissent encore par endroits dans le paysage, beaucoup moins toutefois que dans la Combe du Val ou le bassin d'Aranc, et sont surtout visibles dans les creux naturels ou artificiels. Il semble une fois de plus que, contrairement à ce que figure la carte géologique de Nantua, il y ait autre chose que du glaciaire rissien ou « local » dans les placages détritiques très étendus qui garnissent, à l'exception de petits hums (7) ou des barres rocheuses, ce val karstifié de Brénod-Hauteville. Nous avons relevé en plusieurs points des dépôts qui semblent représenter des alluvions fluviales plus que des éléments morainiques. Au Sud-Ouest de Champdor, entre la route départementale et l'Albarine, des gravières montrent fort peu de boues glaciaires mais en revanche de nombreux cailloutis de dimensions très diverses, émoussés et aplatis, parfois à trois faces, plutôt que véritablement roulés (8). Il en est de même, assez loin de là, au Nord-Est de Brénod, près du confluent de l'Albarine avec le petit ruisseau venant de Macconod et aussi, en dehors du val proprement dit, dans la petite dépression adjacente du Puiset que traverse la route de Corlier à Hauteville : dans cette vallée que l'Albarine a peut-être empruntée jadis (9) on rencontre peu de galets roulés, mais de nombreux cailloux très aplatis, mêlés à des gravillons et à un peu de sable : le tout est surmonté par des boues argileuses dans lesquelles sont enrobés des blocs plus ou moins gros. Il semble donc y avoir ici une formation nettement fluviale, remaniée par le glacier qui a abandonné ses boues et ses blocs habituels (argiles à blocs ?).

M. Cholley a eu la chance de pouvoir faire en 1948 une observation encore plus précise et plus probante, grâce à l'exécution de travaux d'adduction d'eau pour la commune de Champdor. Dans des tranchées profondes et ramifiées qui ont été creusées pour collecter

(7) Pour l'étude de la karstification de ce plateau-val, cf. 4^e Partie - A.

(8) Il est vrai que l'on rencontre parfois des cailloutis de ce genre dans les dépôts morainiques : mais le fait est plus rare.

(9) Cf. 4^e Partie - A.

les eaux, on pouvait voir en effet à cette époque, au contact de la roche en place, des lits de cailloux roulés épais de 1 m. 50 environ, surmontés par de la moraine de fond caractéristique, à cailloux striés, au-dessus de laquelle apparaissait une nouvelle couche de cailloux, peu épaisse cette fois, que l'on peut attribuer à des écoulements post-quaternaires ou surtout sans doute à des coulées de solifluction. Les faits ici sont donc très clairs : les moraines ne forment qu'une pellicule peu épaisse au-dessus d'éléments nettement fluviaux, très vraisemblablement pliocènes ; les glaciers ont trouvé les éléments en place.

Dans un tout autre secteur du Jura méridional, le Bas-Bugey et plus précisément la partie la plus déprimée, le bassin de Belley, a dû connaître un important remblaiement, au moins au début du Pliocène. Il s'agit d'une vaste région qui a toujours eu tendance à s'affaisser au cours des âges géologiques et qui ne pouvait manquer d'attirer les masses de débris arrachés aux anticlinaux en voie de soulèvement et les matériaux détritiques encore plus abondants qui arrivaient des Alpes proches, apportés par les courants fluviaux importants qui parcouraient le Val du Rhône et les vallées de ses affluents actuels. Le bassin de Belley a toujours constitué une voie de passage normal pour ces écoulements fluviaux, si bien que le déblaiement des débris devait toujours lutter avec le remblaiement. Ce dernier n'a pu sans doute se manifester que sur la bordure occidentale, à l'écart des grands courants, et pendant une période relativement courte, après les phases orogéniques, paroxysmes pontiens et surrection fini-pliocène. En outre, cette région déprimée a été au Quaternaire le lieu de passage de langues glaciaires importantes qui y ont, d'ailleurs laissé des traces de leurs phases de recul (10) ; de puissants courants inter-glaciaires et post-glaciaires ont également parcouru le Bas-Bugey. Il est normal que les témoins d'un remblaiement pliocène probable aient disparu, balayés par des agents d'érosion aussi actifs. Il n'en reste plus que des lambeaux, conservés souvent dans des rentrants topographiques, à l'abri des dernières périodes d'érosion intense.

Sans doute peut-on ranger parmi ceux-ci le placage d'alluvions fluviales anciennes signalées sur la carte géologique de Chambéry au débouché oriental de la cluse des Hôpitaux, entre Cheignieu-Labalme et l'Ouest de Pugieu. Il n'est pas prouvé que ces alluvions aient été apportées par un Rhône pliocène qui aurait parcouru de bout en bout la cluse composée des Hôpitaux : l'étude des replats d'érosion qui interrompent les versants de cette gorge ne s'accorde nullement avec une pareille conception, bien au contraire. Il n'en reste pas moins que des matériaux détritiques ayant l'aspect d'alluvions fluviales se rencontrent dans la partie Nord-Ouest du bassin de Belley. Ils peuvent avoir été apportés par des écoulements plus localisés, en provenance des monts jurassiens voisins ou même des Alpes sans qu'un courant ait emprunté de bout en bout la cluse. Ils représenteraient un témoin du remblaiement du bassin de Belley.

(10) Cf. 4^e Partie - B.

Près de la R.N. 504, entre le Moulin du Martinet et la gare de Rossillon, au lieudit le Trou du Coin qui est une profonde dépression fermée en entonnoir, on note la présence non seulement de galets roulés calcaires mais aussi de nombreux petits graviers bien émoussés et très patinés, de 1 à 2 cm. de long, où les éléments alpins, quartzites, schistes micacés et gneiss, prédominent. On ne peut s'empêcher de rapprocher ce dépôt de la nappe de quartzites pliocènes signalée par la carte géologique de Nantua sur la bordure occidentale du Bugey, aux environs de Breignes (Nord-Est de Jujurieux). Il ne paraît pas y avoir là d'éléments morainiques, d'autant plus qu'il n'y a ni boues, ni galets striés, mais bien des alluvions fluviales pré-glaciaires. Au contraire, un peu plus haut, une sablière, ouverte peu à l'Est de la bifurcation de la R.N. 504 avec la route de Contrevoz, offre au regard non seulement des sables, mais encore de nombreux galets roulés, lités, qui ne ressemblent plus du tout aux cailloutis précédents et paraissent représenter des éléments morainiques. Ainsi là encore, nous aurions un placage de moraines recouvrant des alluvions fluviales qui ne peuvent guère être que pliocènes.

A l'Ouest du bassin de Belley, le massif du Molard de Don semble lui aussi renfermer quelques traces de ce remblaiement, à des altitudes d'ailleurs diverses. La position élevée de certains de ces gisements ne laisse pas de soulever un problème. Remarquons d'abord, à propos de la très belle encoche du Creux du Nant ouverte à l'Est/Sud-Est de Lhuis dans le versant occidental du Taintinet, que l'on observe vers 650 m., de part et d'autre de la gorge de raccordement de cette encoche à la dépression de Lhuis, deux replats très nets (« Challe » et « Les Routes » (11). Ces deux replats qui tranchent les couches très redressées du Séquanien témoignent vraisemblablement de l'existence d'une ancienne morsure d'érosion, celle-là même qui a façonné l'encoche maintenant suspendue, et d'une ancienne et courte vallée reliée à une surface de remblaiement assez élevée occupant l'actuelle dépression de Lhuis. Or, cette dépression contient, un peu plus au Sud, de la molasse. On peut imaginer que cette molasse vindobonienne a été en partie déblayée et que son niveau supérieur s'élevait jadis plus haut. Il est néanmoins difficile de concevoir que la molasse ait pu s'élever aussi haut. Dès lors on est amené à admettre que cette dépression de Lhuis a connu elle aussi un certain remblaiement pliocène qui s'est superposé aux accumulations molassiques et permet d'expliquer le creusement de ces replats et de ces encoches, sur lesquelles M. Cholley s'est longuement étendu [90].

La présence d'un remblaiement pliocène probable dans la dépression de Lhuis constitue un fait normal puisqu'il s'agit d'une zone basse (moins de 400 m.), située en contre-bas du massif du Molard et à proximité de la gouttière du Rhône. Elle ne suscite aucun problème. Il n'en est pas de même des cailloutis émoussés et des quartzites noirs très patinés de petites dimensions (1 à 2 cm. de long) dont nous avons noté l'existence dans le val d'Innimont ou

(11) Cf. 1/20.000* : Belley n° 6.

Maubretaine, à plus de 900 m. d'altitude. On les rencontre en particulier dans des entonnoirs qui s'ouvrent au lieudit « La Plaine du Bief (12) et sont des emposieux naturels, agrandis, du moins certains d'entre eux, par des explosions d'engins de guerre que l'on a pratiquées dans ces lieux déserts en 1945 (13). Ces cailloutis et ces quartzites ressemblent fort à ceux de Cheignieu et de Breignes et, dans une moindre mesure, aux cailloutis de la Combe du Val. Si, comme nous le pensons, ils représentent aussi des matériaux fluviaux pliocènes, il faut bien supposer, pour expliquer l'altitude aussi élevée de leur gisement, qu'ils ont été déposés beaucoup plus bas et ensuite soulevés. Dans cette hypothèse, il faut admettre que le Molard de Don a connu à la fin du Pliocène une surrection d'une certaine ampleur qui s'est peut-être d'ailleurs poursuivie par des soulèvements de moindre envergure au cours du Quaternaire.

Enfin, on rencontre dans le Valromey des matériaux détritiques que leur nature incite à ranger parmi les alluvions fluviales pré-glaciaires: il en a été question dans le chapitre concernant cette importante dépression (14). Nous y renvoyons pour ce qui concerne le remblaiement pliocène probable de ce val.

C'est ainsi que les vallées et les dépressions plus vastes du Jura méridional furent partiellement remblayées par une masse de matériaux détritiques dont une partie provenait des monts voisins tandis que d'autres, sur la bordure orientale et dans le Bas-Bugey surtout, avaient été transportés depuis les Alpes. Qu'advint-il de ce remblaiement pliocène? On sait qu'une partie des plaines de la Saône se trouva débarrassée, à la fin du Pliocène et au Quaternaire, d'une partie des sédiments lacustres et des apports marginaux d'origine continentale qui avaient comblé le fossé jusqu'à un niveau élevé. Cet abaissement du niveau des plaines de la Saône (et aussi des plateaux du Bas-Dauphiné, quoique dans une moindre mesure) joint au mouvement de surrection de la fin du Pliocène déclencha une reprise d'érosion dans le Jura et redonna de la vigueur aux fleuves jurassiens qui durent, à ce moment, évacuer une bonne partie des débris accumulés dans les dépressions.

Cette reprise d'érosion eut surtout son plein effet dans les artères maîtresses du drainage, en particulier dans les vallées transversales où de puissants courants balayèrent des débris provenant de la démolition des chaînes voisines. C'est ainsi que la cluse des Hôpitaux fut débarrassée des matériaux détritiques dont une partie seulement doit subsister, remaniée par les glaces et les coulées de solifluction, dans les grands éboulis qui empâtent la base des versants. Peut-être aussi la cluse de Nantua connut-elle le même processus de remblaiement, puis de déblaiement: il n'est pas impossible que l'encoche signalée vers 600 m. au-dessus du Moulin-de-Charix

(12) Cf. 1/20.000^e : Belley n^o 2 et 6.

(13) Cette observation a été faite en compagnie de M. Cholley, qui a bien voulu nous accompagner dans une course à travers le Molard de Don.

(14) Cf. 3^e Partie - Chap. III.

et de la cascade de la Planchette (15), c'est-à-dire au-dessus du point le plus haut de la cluse composée actuelle, exception faite des éboulis de Silans (590 m. environ) correspondre à une surface de remblaiement du défilé; cette tranche peu épaisse de débris aurait été ensuite facilement balayée par les eaux et les glaces, découvrant la roche en place à la gare de Charix; la cascade de la Planchette constituerait en ce cas une gorge de raccordement miniature du dernier épicycle sous un petit épaulement.

En revanche, les vallées affluentes se trouvèrent beaucoup moins touchées par cette reprise d'érosion et ce « coup de balai », ce qui est naturel. Une partie seulement des débris se trouvèrent entraînés, et c'est dans ce genre de vallées, restées un peu à l'écart, que l'on retrouve les plus grandes accumulations caractéristiques du remblaiement pliocène: c'est le cas de la Combe du Val et, plus encore, du haut bassin d'Aranc où l'érosion régressive n'a pas encore vraiment pénétré. Toutefois si les matériaux détritiques des vallées affluentes longitudinales ne furent guère évacués par les courants fluviaux, ils furent en revanche parfois remaniés par l'érosion sous-lacustre ou au moins aplanis en fonction des lacs éphémères qui occupèrent certaines dépressions pendant les phases interglaciaires ou même aussitôt après le Quaternaire. On a en effet observé dans la Combe du Val des surfaces plus ou moins aplanies ou étagées séparées par des ressauts: palier de 600 m. vers Condamine-la-Doye et haute plaine d'Izenave vers 700 m. par exemple. Les similitudes d'altitude entre certains de ces niveaux et ceux que nous avons rencontrés en roche dure sur les versants des vallées bugistes ne doivent pas faire illusion: ces niveaux étagés de la Combe du Val s'observent dans des matériaux friables, sans cohérence ni consistance, et leur façonnement a exigé beaucoup moins de temps que ceux qui, à altitude égale, sont sculptés dans la roche en place. Nous verrons qu'en réalité, il s'agit de niveaux récents, quaternaires ou même post-glaciaires, qui ont été modelés en rapport avec des lacs inter-glaciaires et post-glaciaires, ancêtres beaucoup plus vastes de l'actuel lac de Nantua. Nous nous en occuperons plus loin (16).

Avant d'en finir avec cet examen du remblaiement pliocène qui a envahi de très nombreuses dépressions du Jura méridional, il faut nous demander quelle est la provenance de ces alluvions et quand elles ont été mises en place. La réponse n'est pas simple car en réalité leur origine est complexe. Nous avons indiqué plusieurs fois qu'il s'agissait de débris arrachés aux monts jurassiens après les paroxysmes de plissement pontiens ou transportés depuis les Alpes voisines, et cela non seulement au Pliocène supérieur comme le pense M. Cholley [93], mais sans doute aussi au Pliocène moyen, sinon inférieur. Mais cette provenance n'est pas la seule et l'on peut estimer que certains de ces éléments détritiques ont une origine plus lointaine et dérivent, après remaniement, de la molasse aquita-

(15) Cf. 3^e Partie - Chap. IV.

(16) Cf. 4^e Partie - B, Chap. III.

nienne, burdigalienne, vindobonienne ou pontienne, qui avait occupé certaines dépressions du Jura méridional : on reconnaît parfois d'ailleurs, dans certains cailloutis, des fragments caractéristiques de grès verdâtres que l'on rencontre encore dans le Burdigalien du val du Rhône et du Bas-Bugey.

Mais il y a plus. Le remblaiement alluvial qui a groupé des éléments aussi divers semble avoir un caractère général et non pas seulement local. On en retrouve des traces non seulement en de nombreux endroits de la chaîne assez éloignés les uns des autres, mais encore, en dehors du Jura, dans la région lyonnaise notamment. On a vu que ces matériaux détritiques qui se rencontrent vers 450 m. sur la bordure occidentale du Bugey aux environs de Pont d'Ain, atteignent 700 m. d'altitude dans le haut bassin d'Aranc, 800 m. sur le plateau-val de Brénod-Hauteville et, si nos observations sont exactes, plus de 900 m. dans la Maubretaine ou val d'Innimont dans le massif du Molard de Don. En dehors du Jura on sait que ce sont les cailloutis du Pliocène supérieur qui constituent le substratum des moraines du plateau de la Dombes. En outre — et ce fait est encore plus important — selon les géologues lyonnais, les cailloutis que l'on rencontre sur le Mont d'Or, au Nord de Lyon, jusqu'à 585 m. d'altitude, appartiennent à ce même remblaiement pliocène qui s'est ainsi manifesté aussi bien à l'Ouest qu'à l'Est du fossé des plaines de la Saône. Aussi ce remblaiement pliocène a-t-il un caractère général et par là même une portée plus étendue et un intérêt morphologique beaucoup plus grand.

Les conséquences morphologiques de ces observations sont en effet d'importance. Il faut d'abord admettre, comme nous l'avons déjà laissé entendre à propos du Molard de Don, que le soulèvement du Jura méridional s'est prolongé jusqu'à une époque très récente : nous avons eu d'ailleurs d'autres preuves de ce soulèvement très récent sur les bordures occidentale et orientale de la chaîne et ces observations sur les matériaux détritiques ne font que les corroborer (17).

Il faut en outre insister sur la différence qui existe entre la morphologie du Jura méridional et celle des Préalpes, pourtant si proches. Dans le Jura du Sud, quand les glaciers ont envahi les régions situées sur la rive droite de la vallée du Rhône supérieur, ils n'ont que rarement rencontré des vallées recreusées par les torrents à la suite de la surrection fini-pliocène et par suite déblayées de leur remblaiement alluvial en raison d'une reprise récente d'érosion, comme il est de règle dans les Alpes voisines. Ce sont au contraire des vallées remblayées sur une grande épaisseur qu'ils ont trouvées. Aussi leur action de creusement a-t-elle été contrariée ou plutôt a-t-elle pris une tournure différente de celle qu'on leur prête généralement : les glaces ont moins sculpté la roche en place que travaillé à remanier les débris antérieurs. Par là s'explique l'absence ou au moins le petit nombre et le manque d'ampleur des formes de relief dues à l'érosion glaciaire. Par suite de la conserva-

(17) Cf. 1^{re} Partie, Chap. II - B, 6°.

tion de la majeure partie de ce remblaiement pré-glaciaire et aussi, il faut le souligner, à cause de la faiblesse de l'érosion quaternaire et actuelle, due à la karstification et, en dehors des cluses, au manque de vigueur des langues glaciaires, le Jura méridional nous offre, miraculeusement conservée pour le géographe, une morphologie de vallées pliocènes qui a disparu, tout près de là, dans les Préalpes de Savoie et l'avant-pays alpin.

QUATRIÈME PARTIE

**LES PHÉNOMÈNES KARSTIQUES
ET LES GLACIATIONS**

A. — LES PHÉNOMÈNES KARSTIQUES

CHAPITRE I

LES CONDITIONS DU KARST

Avant d'examiner les phénomènes karstiques, il convient d'étudier les conditions que rencontre le développement des processus de karstification dans le Bugey et le Revermont. Si ces conditions ressemblent parfois à celles que l'on observe dans le Jura central et septentrional, elles en diffèrent souvent sensiblement, surtout si l'on prend comme terme de comparaison le Karst des plateaux. Ce fait n'a rien qui puisse surprendre si l'on songe combien le cadre morphologique du Jura méridional, plissé et fracturé, diffère du relief plus calme et plus monotone des plateaux du Jura central où les chaînes sont peu étendues et bien localisées et les terrains moins dérangés. Les éléments favorables ou défavorables que rencontre la karstification peuvent être rangés dans deux catégories; les uns sont d'ordre tectonique et structural, les autres d'ordre climatique.

1° Les conditions tectoniques et structurales.

Parmi les conditions structurales, il faut signaler en premier lieu la nature des roches. Dans les roches favorables au développement des phénomènes karstiques on peut distinguer deux ensembles de terrains. Il existe d'une part à la base du Jurassique une masse de terrains calcaires fissurés qui appartiennent au Bajocien, à l'exception du sommet de cet étage qui est plus marneux dans la partie orientale du Bugey, au niveau supérieur du Bathonien moyen et au Bathonien supérieur: cet ensemble comprend à peu près 200 m. de roches perméables et solubles, offertes à l'action des eaux courantes. D'autre part, on observe dans le Jurassique supérieur un groupe un peu plus épais (250 m. environ) de terrains calcaires: ce sont certains niveaux du Rauracien, la plus grande partie de l'Astartien et surtout l'énorme masse de calcaires oolithiques ou compacts, parfois dolomitiques, qui caractérise le Kimmeridgien et le Portlandien et constitue la majeure partie des escar-

pements blanchâtres ou bleuâtres qui sont la note dominante du paysage jurassien. Il faut relier à cet ensemble les niveaux crétacés très fissurés du Valanginien (75 m.) et de l'Urgonien (100 m. environ), car le Purbeckien marneux et caillouteux qui sépare ces niveaux crétacés du Jurassique supérieur calcaire est peu épais (quelques mètres) et ne constitue qu'un bref épisode. On doit souligner l'importance des terrains du Crétacé inférieur du point de vue de la karstification: sauf l'Hauterivien plus marneux ils sont en effet extrêmement diaclasés et constituent dans le Jura méridional les surfaces les plus arides et les plus âpres, les zones où la karstification marque le plus son empreinte sur le paysage; il n'est pour s'en convaincre que de parcourir les plateaux urgoniens qui dominent de part et d'autre la Valserine inférieure au Nord de Bellegarde.

On voit ainsi que la puissance des couches calcaires susceptibles de se prêter à une évolution karstique est relativement faible, surtout en ce qui concerne l'ensemble de terrains de la base du Jurassique. Les deux masses de terrains calcaires sont en effet séparées par les assises marneuses épaisses du Callovien et surtout de l'Oxfordien-Argovien qui s'opposent, et pour longtemps, à la descente des eaux en profondeur, sans compter l'horizon en partie marneux du Purbeckien qui s'intercale, entre le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur fissurés. En outre, il est un autre fait qui empêche l'épanouissement des processus karstiques: ce sont les variations assez fréquentes des faciès à l'intérieur des masses calcaires envisagées qui interdisent de systématiser et de retrouver dans tout le Jura méridional les mêmes paysages sur les mêmes terrains. C'est ainsi que le sommet du Bajocien, représenté par un calcaire oolithique fissuré dans la partie occidentale de notre région, devient marneux dans l'Est du Bugey et retient davantage les eaux courantes. De même, les divers étages du Bathonien qui sont le plus souvent perméables dans l'Ouest (faciès du « Choin » en particulier) passent à l'état de marno-calcaires plus rebelles à l'évolution karstique à l'Est.

Enfin, les terrains réputés perméables dans l'ensemble ne sont pas exempts de niveaux marneux qui s'intercalent entre les assises calcaires et sont autant d'obstacles à la descente des eaux en profondeur. Cela est surtout vrai de la masse calcaire du Jurassique inférieur qui est loin d'être homogène: le Bathonien est truffé de niveaux marno-calcaires dont certains sont particulièrement importants en quelques points, telle la couche épaisse de 45 à 50 mètres et activement exploitée pour la fabrication du ciment à l'Est de Jujurieux. Le même fait se produit aussi dans le groupe de terrains calcaires du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur: le Rauracien et l'Astartien abondent en bancs marneux, peu épais il est vrai, que l'on observe fort bien sur les parois des escarpements orientaux de la haute chaîne des Monts Jura près du col de la Faucille; dans le Crétacé inférieur, nous avons vu que l'Urgonien et le Valanginien, calcaires et très fissurés, étaient séparés par les assises de l'Hauterivien où alternent le calcaire à Entroques et les bancs marneux, ces derniers l'emportant nettement.

Tous ces caractères font que les conditions structurales ne sont pas pleinement favorables à la karstification, surtout si l'on se réfère à des régions typiquement karstiques comme les Alpes dinariques ou les chaînes calcaires de Provence. Nous retrouvons ici un fait déjà sensible dans les plateaux du Jura central et c'est là un point de ressemblance entre le centre et le Sud du Jura.

Il est en revanche un autre point sur lequel le Jura du Sud, le Bugey surtout, diffère des plateaux du Jura central: c'est l'importance des dépôts superficiels susceptibles de perturber l'évolution karstique, qui sont bien plus abondants, au moins certains d'entre eux, dans les chaînes méridionales que sur les plateaux du Jura du Centre. Il faut d'abord signaler les dépôts tertiaires qui tapissent certaines vallées importantes comme le val du Rhône et le Valromey ainsi que des dépressions plus vastes encore comme la Michaille et la majeure partie du Bassin de Belley. On retrouve aussi ces dépôts, quoique plus rarement, sur certains sommets, particulièrement dans les chaînes qui encadrent le bassin de Belley. Enfin, il semble que la molasse ait été déblayée assez récemment des hauts plateaux du Retord et des Molunes qui, perchés au-dessus de régions très déprimées, auraient connu sans ces dépôts une évolution karstique encore plus poussée: ne voit-on pas encore aujourd'hui de la molasse vindobonienne conservée dans le repli synclinal d'Evuaz sur le plateau des Molunes. Or, ces dépôts tertiaires, parfois caillouteux ou sableux, consistent le plus souvent en grès et marnes imperméables qui protègent les surfaces calcaires de l'infiltration des eaux de pluie et permettent la conservation, pour un temps plus ou moins long, d'un modelé de type normal. Dès la disparition de la molasse, les processus karstiques, retrouvant la roche en place calcaire, commencent à agir et désorganisent le paysage qui devient anarchique: tel est le cas des plateaux du Retord et des Molunes.

Mais ce qui trouble encore l'évolution karstique et ce qui différencie bien davantage plateaux du Jura central et chaînes du Bugey, c'est la présence d'un manteau de débris glaciaires beaucoup plus vaste et plus continu. La proximité des Alpes et des grands appareils glaciaires qui en étaient issus, l'altitude plus élevée de la majeure partie du Jura méridional, expliquent l'abondance des matériaux abandonnés par les glaces et font qu'on les rencontre non seulement dans les dépressions, mais aussi, en quantité appréciable, sur des plateaux et des chaînes aussi élevés que le Retord ou le Grand Colombier. Ces matériaux glaciaires, constitués le plus souvent par de l'argile enrobant des galets roulés, retiennent temporairement les eaux à la surface du sol. Dès qu'ils recouvrent les terrains calcaires, on voit apparaître un paysage plus frais et verdoyant, fait de belles prairies, qui contraste avec les friches piquetées de genévriers et les rocailles qui pointent sur les calcaires mis à nu. La présence de moraines, encore plus abondantes jadis, a entraîné des conséquences complexes et parfois contradictoires sur l'évolution karstique, conséquences que nous examinerons plus loin. Contentons-nous pour l'instant de signaler la réelle perturbation qu'elle a apportée à la karstification.

La protection apportée par la molasse et les moraines en certaines régions du Jura méridional pose le problème du point de départ de l'évolution karstique; le début de cette évolution a été évidemment divers suivant les secteurs, selon que la molasse et même les matériaux glaciaires les ont ou non recouverts. Nous reviendrons sur ce problème.

La nature des roches n'est pas seule à influencer sur l'évolution karstique d'une région. Le dispositif des terrains joue aussi un grand rôle et détermine les caractères du Karst. Il est évident que les plissements ont tendance à entraver la descente des eaux en profondeur et par là même la désorganisation de l'hydrographie et des formes du relief. La succession des anticlinaux et des synclinaux fait qu'à une altitude donnée les eaux ne travaillent pas dans la même couche calcaire sur de grandes étendues, au contraire de ce qui se passe dans les régions de structure subhorizontales comme les Causses; des lits marneux soulevés isolent en quelque sorte les masses calcaires, et par le jeu des nappes souterraines, permettent aux eaux courantes de ressortir à l'air libre sur les versants des chaînes, dès que les ruz ont entamé la carapace calcaire. En outre, en soulevant les terrains et en créant un volume montagneux important, le plissement a pour effet d'exaspérer l'érosion; aussi les couches calcaires sont-elles vigoureusement attaquées sur les monts et cela d'autant plus que les fortes pentes activent le ruissellement et diminuent beaucoup l'infiltration des eaux; les niveaux marneux qui arrêtent la descente des eaux et stoppent pour un temps l'évolution karstique sont plus vite mis à nu.

Ces obstacles à la karstification ne sont pas complètement absents du Jura central où existent de nombreuses ondulations et même des plissements. Mais ces derniers sont très localisés, restreints en étendue, et leur exaltation ne peut se comparer à l'intensité des plis bugistes. Aussi le Jura méridional offre-t-il à l'évolution karstique des conditions moins favorables en général que les plateaux du Jura central et cette aptitude moins grande à la karstification se traduit par un nombre moins élevé de formes profondes et évoluées telles que les grottes et surtout les gouffres. On saisit par là l'importance que peuvent revêtir pour l'évolution karstique les zones moins plissées, de structure plus calme, qui apparaissent ici et là dans le Jura méridional et qui sont caractérisées par une recrudescence des formes karstiques et une désorganisation de la topographie: il en est ainsi des bas plateaux du Nord du bassin de Belley et de la Valserine inférieure ainsi que de la surface élevée et peu dérangée qui porte la Forêt de Champfromier.

2° *Les conditions climatiques.*

Nous verrons bientôt que l'importance et le degré d'évolution atteints par les formes karstiques de certaines régions ainsi que les stades de développement qui se lisent dans leurs aspects supposent l'existence de phases anciennes de karstification. C'est qu'en effet, les conditions climatiques anciennes, les paléo-climats, semblent avoir été à plusieurs reprises encore plus favorables à la karstification que le climat actuel. Sans vouloir anticiper sur ce qui

fera l'objet du prochain chapitre, disons tout de suite qu'à l'Eocène, peut-être à certaines époques du Miocène et surtout au Pliocène, un véritable Karst a régné sur de grandes étendues du Jura méridional. M. Glangeaud [26, 28] parle de causses oécènes qui occupaient les blocs soulevés, à cette époque lointaine, au-dessus des bras de mer qui cernaient le puzzle jurassien. Mais c'est surtout au Pliocène que s'est développée une Karstification intense et dont les effets sont encore aujourd'hui bien sensibles dans le relief. Si le Miocène paraît en effet avoir été caractérisé en grande partie par un climat désertique, au cours duquel s'est élaboré le sidérolithique et qui a été peu favorable à l'évolution karstique, le Pliocène en revanche semble avoir connu un climat de type subtropical ou méditerranéen chaud, avec averses violentes, mais brèves et peu nombreuses, qui accéléra le développement des formes karstiques, surtout les plus profondes et les plus évoluées, tout comme cela se passe de nos jours dans les pays voisins de la Méditerranée où se rencontrent les paysages karstiques les plus typiques. Nous verrons à quel point le karst pliocène a laissé son empreinte dans le paysage actuel.

Quant aux conditions climatiques récentes, postérieures à l'époque glaciaire, elles ne semblent pas à première vue très différentes de celles qui régissent le Jura du Centre et du Nord et elles exercent des influences diverses et parfois contradictoires sur le développement du Karst. Le Jura est une montagne abondamment arrosée et de plus il s'agit, sauf exceptions assez rares (orages d'été), de pluies douces et tenaces et surtout assez régulièrement réparties au cours des mois d'été, encore qu'une recrudescence se produise à la fin de l'été et en automne. Ce type de pluies et la façon dont elles tombent font évidemment un contraste profond avec les précipitations des zones subtropicales et circum-méditerranéennes: ici la terra rossa n'est pas balayée par des averses furieuses et ce fait, joint à la longueur et à la répétition des périodes de pluie, explique la persistance en de nombreux points d'un drainage subaérien et la part encore importante de l'érosion dite normale dans le modèle du Jura méridional. Mais l'abondance de la neige qui s'étend en épais manteau sur les chaînes jurassiennes favorise la formation des lapiez et des dolines en activant la dissolution chimique. Ce fait est si évident que les versants les plus raides, les plus affouillés, des dolines sont ceux qui, exposés au Nord, conservent le plus longtemps des plaques de neige. Il y a là un élément favorable à la karstification, au moins en ce qui concerne les formes superficielles.

Ces caractères climatiques sont ceux du Jura tout entier. Toutefois, les conditions climatiques du Karst sont un peu particulières dans le Jura méridional. Les différences tiennent justement à la latitude plus méridionale du Bugey et du Revermont. Sauf sur les plus hautes chaînes orientales, en effet, les pluies sont ici un peu moins abondantes et moins bien réparties au cours de l'année: la sécheresse estivale est plus accentuée, parfois même, comme en 1949, désastreuse pour la végétation et les cultures; le climat océanique à nuance continentale se dégrade pour se teinter d'influences

méridionales très nettes. La répartition plus irrégulière comme la diminution des pluies favorisent le râclément des surfaces rocheuses et la dissolution du calcaire; en ce sens le Jura méridional se rapproche un peu des régions méditerranéennes.

Si la latitude modifie ainsi les conditions karstiques dans le Jura du Sud, l'altitude apporte aussi des changements. Cette partie du Jura est la plus plissée et l'altitude moyenne y est élevée en même temps qu'elle renferme les plus hauts sommets de toute la chaîne. Il en résulte que la neige est plus abondante et persiste plus longtemps sur ces chaînons méridionaux que sur les plateaux du Jura central. On a vu comment certaines formes karstiques pouvaient s'en trouver favorisées.

Enfin, les modifications survenues dans la végétation, conséquences elles-mêmes des modifications climatiques, influent de façon sensible sur le modelé karstique. Dans le Bas-Bugey ainsi que dans le Revermont et la partie occidentale du Haut-Bugey la végétation est plus maigre que dans le Jura plus septentrional: les forêts de feuillus ont en grande partie remplacé les conifères et quand ces derniers existent, ils n'ont pas la vigueur de ceux du Jura central et septentrional. On a depuis longtemps souligné le contraste qui existe entre le paysage verdoyant des montagnes du Doubs et du Jura et l'âpreté et la sécheresse plus grande des chaînes bugistes, la transition entre les deux contrées se faisant par l'intermédiaire des plateaux plus secs, tout piquetés de buis et de genévriers, qui s'étendent au Nord-Ouest de Moirans-en-Montagne. Le sol est moins protégé par un manteau végétal, moins épais et plus discontinu et la roche apparaît fréquemment à nu, ce qui a pour effet de favoriser l'infiltration des eaux et d'accélérer l'évolution karstique. Le fait est particulièrement visible sur les calcaires crétacés du Valanginien et de l'Urgonien qui donnent presque toujours naissance à un paysage particulièrement karstifié, âpre et désolé. On voit ainsi que, par tout un jeu de circonstances et de conditions diverses, le Bugey et le Revermont offrent au Karst des conditions de développement assez favorables, sans que pour cela un type complet de pays karstique puisse se réaliser en aucune manière.

CHAPITRE II

LES ANCIENNES PHASES D'ÉROSION KARSTIQUE

L'existence de formes karstiques, telles que lapiez et dolines, présentant plusieurs stades de développement, la nature de certains dépôts continentaux contenus dans les assises tertiaires et aussi la nature des paléo-climats que les analyses polliniques et l'examen des fossiles végétaux permettent de conjecturer, autorisent à penser qu'il y eut, antérieurement à l'époque glaciaire quaternaire, des phases d'érosion pendant lesquelles le modelé des eaux courantes a tenu fort peu de place et qui ont été surtout caractérisées par l'infiltration des eaux, la dissolution chimique et la désorganisation des formes topographiques. En examinant l'évolution morphologique anté-pliocène du Jura méridional (1), nous avons eu déjà l'occasion de parler des périodes de karstification antérieures aux bouleversements paroxysmaux du Pontien. Nous ne nous étendrons donc pas ici sur ces phases très anciennes, nous bornant à en rappeler les traits essentiels. En revanche, nous insisterons particulièrement sur la karstification pliocène, qui semble d'ailleurs avoir été la plus importante et qui a seule laissé une forte empreinte dans le paysage actuel, du fait de l'absence de bouleversements tectoniques importants postérieurs à sa réalisation.

I. LE KARST EOCÈNE

En raison de l'éloignement dans le temps de la période éocène et des mouvements tectoniques intenses qui l'ont suivie, on ne peut que reconstituer de façon assez imprécise le paysage qui était celui des régions émergées du futur Jura méridional au début du Tertiaire. Nous avons vu cependant que l'on trouve en certains points des dépôts, attribués à l'Eocène par analogie avec ceux d'autres régions, qui remplissent des poches et fissures des calcaires du Crétacé inférieur, Aptien, Urgonien surtout et parfois Valanginien: il s'agit de dépôts sablonneux ou argileux, de couleurs vives, qui

(1) Cf. 2^e Partie, Chap. XII.

proviennent de la décomposition des calcaires environnants et qui ressemblent fort aux formations que l'on rencontre aujourd'hui dans les régions karstiques. Ainsi se présentent, entre autres, les sables blancs, jaunes ou rouges, à silex, souvent imprégné de bitume, qui remplissent des poches des calcaires urgonien ou aptien dans le Val du Rhône, aux environs de Bellegarde, et à la base des versants de la Montagne des Princes. On trouve de même aux environs de Saint-Béron (Savoie) des sables et argiles réfractaires conservés dans des fissures de l'Urgonien, à l'intérieur du compartiment effondré de Saint-Béron-la-Bridoire. Ces dépôts caractéristiques, de même que les surfaces calcaires qui les renferment, n'apparaissent évidemment que dans la mesure où ils sont déblayés des dépôts molassiques oligo-miocènes qui les fossilisaient.

On peut donc penser que les blocs émergés à cette époque étaient surtout la proie de la dissolution chimique qui y creusait des cavités remplies ensuite de débris, et que des surfaces de planation karstique se développaient sur les calcaires du Crétacé inférieur, si propices, nous l'avons vu, à la karstification. Là où les couches du Crétacé supérieur n'existent pas, c'est-à-dire dans la plus grande partie du Jura méridional, on peut conjecturer ou bien que la transgression du Crétacé supérieur n'a jamais affecté ces régions ou bien qu'une phase d'érosion normale a précédé au début du Tertiaire la période Karstique et a déblayé ces dépôts d'ailleurs sans consistance. Là, au contraire, où apparaissent le Cénomanien et le Gault, c'est-à-dire en de très rares endroits, rien n'interdit de penser qu'une brève phase d'érosion karstique se situant au milieu du Crétacé a précédé le Karst éocène. De toute façon, la période de dissolution chimique éocène suppose une altitude assez importante des blocs émergés au-dessus des bras de mer qui les entouraient; car si ces blocs s'étaient trouvés au voisinage immédiat du niveau de la mer, le Karst n'aurait pu se développer du fait de l'absence d'un appel au vide vigoureux. Ainsi, rejoignant les idées exprimées par M. Glangeaud [23, 26], on peut se représenter les blocs faillés émergés à l'Eocène dont l'assemblage constituait un véritable puzzle comme autant de causses, sur lesquels commençaient à s'élaborer les surfaces d'érosion anté-pliocènes.

Quelle influence cette phase éocène de karstification exerçait-elle dans le paysage actuel? On ne peut que faire une réponse identique à celle qui a été donnée à propos des très anciennes surfaces d'aplanissement. Si en de nombreux endroits, cette phase a marqué surtout le point de départ d'une évolution qui devait se poursuivre par intermittence pendant l'Oligocène et le Miocène et surtout pendant le Pliocène, ce n'est qu'en des points privilégiés bien localisés qu'elle a exercé une influence directe et marqué vraiment son empreinte sur le paysage actuel. C'est ce qui arrive dans les régions où les surfaces karstiques urgoniennes ont été fossilisées par les dépôts lacustres du Stampien, puis continentaux ou lagunaires de l'Aquitaniien et du Burdigalien et ainsi mises à l'abri des morsures de l'érosion tertiaire, puis récemment déblayées par l'érosion actuelle: ainsi se présentent les plateaux urgoniens exigus que l'on rencontre immédiatement au Nord de la Montagne des

Princes, vers Curty et Vencières, au-dessus du canyon du Rhône au Sud de Bellegarde et, loin de là, au pied de l'escarpement occidental du petit chaînon de Saint-Béron.

II. L'ÉVOLUTION KARSTIQUE DANS LE JURA MÉRIDIONAL PENDANT LA PÉRIODE OLIGO-MIOCÈNE.

Nous avons vu que l'Oligocène et le Miocène avaient été caractérisés dans le Jura du Sud par une alternance plusieurs fois répétée de phases de surrection et de plissement, d'émersions et d'érosion. La fin de l'Aquitanién et une partie du Vindobonien en particulier ont été marquées par une action intense des agents d'érosion subaérienne. Une partie du travail de dégradation a certes été effectuée par les eaux courantes, soit qu'il s'agisse de cours d'eau individualisés creusant les entailles que l'on a observées dans les hauts plateaux et qui ont été rapportées au Vindobonien, soit que, plus souvent sans doute, de véritables sheet flood parcourant les blocs basculés aient commencé à façonner les hauts plateaux qui apparaissent, enclavés au milieu des chaînes bugistes. La présence toutefois de certains dépôts qui s'apparentent à la terra rossa, tels que les argiles rouges coincés dans les fissures des calcaires enfouis sous la molasse burdigalienne et vindobonienne (2), par suite protégés des attaques ultérieures et récemment déblayés, ou encore l'existence de dépôts qualifiés de Sidérolithique par les auteurs de la carte géologique de Chambéry et élaborés suivant un processus éluvial à l'abri des eaux courantes, laissent à penser que l'érosion dite normale ne fut pas seule à agir durant cette période et qu'il y eut des phases de karstification.

Si l'on cherche à préciser davantage on remarque que les dépôts continentaux oligocènes et miocènes revêtent parfois des faciès qui les rapprochent des formations karstiques actuelles et qui semblent témoigner que ces matériaux ont été élaborés sous l'influence de la dissolution chimique essentiellement. Tel est le cas d'abord et surtout des dépôts argilo-ferrugineux de type sidérolithique que l'on rencontre non seulement dans le plateau de Crémieu, mais aussi dans les chaînes du Bugey, sur le versant occidental du Molard de Don en particulier, remplissant des fentes et des poches des calcaires jurassiques. Les éléments ferrugineux qu'ils renferment comme la nature des gisements inclinent à penser que ce sont bien des dépôts élaborés sur une surface karstifiée, sous un climat chaud et sec, à périodes de pluie espacées.

Les faciès de certains autres terrains oligo-miocènes font aussi songer à des phases karstiques caractérisées. C'est ainsi que, près des chaînes orientales du Jura du Sud, au pont des Douattes (extrémité Sud du mont de Musièges), les grès du Rupélien (Stampien inférieur) contiennent un ciment argileux rouge. L'Aquita-

(2) On trouve de pareils dépôts dans la Michaille, le plateau des Molunes et les bas plateaux de la partie Nord du bassin de Belley.

nien surtout renferme fréquemment des matériaux argileux de couleur rouge vif qui évoquent irrésistiblement la terra rossa: marnes rouges de la partie septentrionale et occidentale du bassin de Belley, marnes rutilantes alternant avec des marnes jaunes de Pyrimont, Challonges et de l'ancienne Perte du Rhône, tuf rouge de Douvres au Nord d'Ambérieu, nombreux conglomérats de couleur vive situés ici et là dans l'intérieur du Bugey et notamment à Poncin. Le Pontien inférieur enfin renferme parfois des marnes rouges, comme à Saint-Germain près Ambérieu, ou des galets à patine rougeâtre comme ceux que l'on rencontre dans le Bas-Dauphiné en bordure des derniers chaînons du Jura méridional. Ce sont là autant d'indices de périodes pendant lesquelles la dissolution chimique du calcaire l'a emporté sur l'érosion mécanique subaérienne et pendant lesquelles des surfaces karstiques se réalisaient, tantôt remaniant les causses éocènes, tantôt entièrement originales.

Mais ces surfaces karstifiées ne sont pas apparues dans tous les secteurs du Jura alors émergé, pas plus qu'elle ne se sont réalisées pendant toute la période oligo-miocène. Si l'on se réfère en effet à ce qui a été dit de l'évolution morphologique du Jura à cette époque reculée (3), il est évident d'abord que les phases de karstification ont alterné en un même point avec des périodes de ruissellement subaérien et d'érosion dite « normale » soit par cours d'eau individualisés soit par sheet flood. En outre, le Karst oligo-miocène n'a pu apparaître et s'épanouir que dans les blocs les plus soulevés, là où s'exerçait un sérieux appel au vide, et seulement au début des épicycles d'érosion, car ensuite l'évolution subaérienne (et éventuellement karstique) tendait à rapprocher ces blocs du niveau des mers et lacs molassiques et par suite à diminuer la vigueur de la dissolution chimique et à faire réapparaître les eaux courantes à la surface du sol. Comme par ailleurs à cette époque oligo-miocène, le Jura offrait un dispositif tectonique et orographique exactement inverse du dispositif actuel, dressant ses parties les plus élevées au-dessus du sillon séquano-rhodanien effondré depuis peu, il est permis de penser que cette phase de karstification a surtout affecté la partie occidentale du Bugey et que c'est à l'Ouest, particulièrement dans la zone tabulaire et massive qui s'étend entre Ambérieu, Saint-Rambert, Cerdon et Poncin, que l'on a le plus de chance de retrouver dans le paysage actuel des traces de ce Karst fort ancien. N'est-ce pas en effet dans ce secteur que l'on rencontre les dépôts les plus étendus et les plus épais d'argiles de décalcification, notées « Ad » sur la feuille de Nantua de la carte géologique et qui témoignent de la présence d'un Karst fossile?

Hâtons-nous de dire toutefois que ce Karst oligo-miocène a subi de nombreux remaniements ultérieurs soit par érosion subaérienne, soit du fait du même processus de désagrégation, comme nous le verrons bientôt à propos précisément de l'arrière-pays immédiat d'Ambérieu. Car si l'on peut ainsi soupçonner à l'Eocène

(3) Cf. 2^e Partie, Chap. XII.

et déceler de façon plus sûre à l'Oligocène et au Miocène des périodes de karstification dont les plus récentes ont pu influencer quelque peu sur la topographie actuelle, il est hors de doute que le véritable point de départ de l'évolution karstique qui a exercé une profonde influence sur le paysage d'aujourd'hui et déterminé les aspects essentiels des hauts plateaux, c'est le plissement paroxysmal pontien. Nous sommes amenés ainsi à examiner maintenant le Karst pliocène.

III. LE KARST PLIOCÈNE.

1° *Caractères généraux*

Pour qui parcourt les hauts plateaux du Jura méridional et les voûtes plus ou moins rabotées des chaînes bugistes, il apparaît clairement que les formes karstiques observées n'ont pas toutes été élaborées depuis la dernière glaciation et ne relèvent pas toutes de la dissolution chimique actuelle. Cette remarque vaut surtout pour les formes de grandes dimensions dont on ne saurait guère admettre qu'elles sont apparues sous le climat actuel, caractérisé par une température relativement peu élevée et surtout par des précipitations abondantes et bien réparties tout au long de l'année. Les grandes dolines présentent souvent des versants aux pentes molles, tapissées de terra rossa, qui sont incompatibles avec un creusement récent; des lapiez de grandes dimensions, aux fissures à demi-comblées par la même terra rossa, sont souvent envahis par une végétation abondante et élevée qui ne permet pas de concevoir qu'ils puissent évoluer encore de nos jours. Enfin et surtout on voit des formes karstiques enfouies sous les moraines quaternaires réapparaître au fur et à mesure que se poursuit le déblaiement des argiles et galets roulés glaciaires ou même parfois, fait encore plus étonnant, laisser deviner leurs lignes sous une mince pellicule de moraine qui les recouvre encore. On observe de pareils phénomènes sur les plateaux du Retord et des Molunes où l'on voit des dolines en entonnoirs modelées dans la couverture morainique, ce qui peut paraître surprenant à première vue, mais qui s'explique aisément si l'on songe à la minceur de cette couverture à cet endroit: la roche en place ne va pas tarder à apparaître. Nous avons ici sous les yeux la preuve de l'existence de formes karstique pré-quaternaires ensevelies sous les moraines et réapparaissant peu à peu au jour, d'autant plus que ces moraines paraissent d'âge très ancien, rissien ou mindélien, bien qu'elles soient classées dans la catégorie de « glaciaire local d'âge indéterminé » par les auteurs de la carte géologique (feuille de Nantua).

Nous avons vu plus haut qu'à l'Eocène d'abord, à l'Oligocène et au Miocène ensuite, plusieurs régions du Jura méridional avaient connu à certaines époques une évolution karstique plus ou moins poussée. Il est possible que ces phases de karstification aient marqué de leur empreinte certains paysages actuels, en particulier les hauts plateaux des Molunes et du Retord où les plissements et autres bouleversements pontiens ont moins fait sentir leurs effets

Mais c'est surtout au Pliocène que s'est produite la karstification des hauts plateaux et des sommets aplanis, c'est de cette époque que date, pour la plus grande part, la topographie anarchique de ces coteaux du Jura méridional.

Deux raisons essentielles ont contribué à conférer cette importance au Karst pliocène. D'abord le climat qui régnait au Pliocène sur cette partie de l'Europe était particulièrement favorable au développement des processus karstiques. Les travaux de Jessup sur le climat pliocène de l'Allemagne du Sud, région relativement proche du Jura, comme les analyses polliniques effectuées par G. Dubois, montrent en effet qu'il s'agissait d'un climat de type subtropical, à la fois plus humide que le climat désertique qui semble avoir caractérisé le Miocène, et plus sec que le climat jurassien actuel; de courtes périodes de violentes averses devaient alors alterner avec de longues périodes de sécheresse et l'on sait combien est favorable à l'épanouissement des phénomènes karstiques un tel type de climat, analogue à celui qui règne actuellement dans les régions circum-méditerranéennes.

En outre, une autre raison, d'ordre tectonique celle-là, tendait à favoriser l'éclosion ou le développement des formes karstiques au Pliocène. Le Pontien a été dans le Jura l'époque des plus grands bouleversements tectoniques. Que ce soit sous forme de plissements ou, plus encore, sous forme de dislocations et de jeux de blocs, c'est à la fin du Pontien et au début du Pliocène que s'est produit le soulèvement le plus marqué des chaînes et plateaux bugistes au-dessus des niveaux de base, lac de Bresse ou fleuves déjà individualisés du Sud et de l'Est. Ce soulèvement pontien a encore été accru à la fin du Pliocène par les mouvements qui furent un contre-coup de la grande surrection alpestre: la haute chaîne orientale a été affectée à ce moment par un soulèvement sur lequel M. Glangeaud a insisté, mais les régions plus occidentales du Jura ont connu aussi un relèvement appréciable, quoique moins accentué. Ces diverses phases de surrection pliocène ont accéléré l'évolution karstique en déterminant un appel au vide considérable et en exacerbant l'érosion souterraine dans une masse de calcaires fissurés assez épaisse: les voûtes plus ou moins rabotées, les hauts plateaux surtout, comme les Molunes et le Retord, se sont alors trouvés dangereusement perchés au-dessus des profondes entailles de l'érosion; ils ont été vite isolés des morsures de l'érosion sub-aérienne et du réseau hydrographique général et ont commencé ou, dans certains cas, continué à connaître une évolution indépendante qui, mis à part les épisodes glaciaires et inter-glaciaires, s'est poursuivie jusqu'à nos jours.

Dans l'examen du Karst pliocène nous essaierons d'abord d'exposer quelle a été l'évolution des hautes surfaces d'aplanissement que l'on observe si communément dans le Jura méridional. Nous aborderons ensuite l'étude des niveaux de base locaux que représentent certaines grandes vallées, elles-mêmes karstifiées et isolées du réseau hydrographique d'ensemble et ayant conservé de ce fait une altitude insolite. Nous terminerons enfin par l'étude des formes karstiques de détail en montrant que l'on peut observer en

certains points deux générations de formes, les plus anciennes, très vraisemblablement pliocènes, étant remaniées par les formes actuelles.

2° *L'évolution karstique des aplanissements pré-pontiens*

Les coups de rabot antérieurs aux bouleversements paroxysmaux de la fin du Miocène ont été remaniés fortement par l'érosion pliocène. Celle-ci a pu consister parfois en ruissellement diffus ou organisé. Mais, étant donné le climat et l'altitude des voûtes et des blocs soulevés, il semble bien que l'érosion pliocène sur les hauteurs ait été surtout une érosion de type Karstique, avec prédominance de la dissolution chimique, infiltration des eaux en profondeur et désorganisation des formes du relief. Les traces de cette karstification pliocène qui a remanié de très anciens aplanissements pré-pontiens sont nombreuses et l'on peut dire que tous les sommets rabotés portent son empreinte.

Il est une région où les dépôts qui en témoignent sont particulièrement abondants et étendus : c'est la partie occidentale du Haut-Bugey, entre Ambérieu-Neuville-sur-Ain et Saint-Rambert-Cerdon. Ici, en effet, s'entassent, sur plusieurs mètres d'épaisseur parfois, des argiles de décalcification de couleur jaune (notée « Ad » sur la carte géologique de Nantua) qui masquent la roche en place sur de grandes étendues, sur les plateaux étagés de 400 à 800 m. que l'on rencontre entre la plaine de l'Ain et le haut bassin d'Aranc (fig. 23). L'analyse de ces argiles montre qu'elles proviennent de la décomposition des calcaires du Jurassique inférieur, Bathonien et surtout Bajocien, qui affleurent au sommet des versants des vallées de l'Oiselon, du Riez et de l'Ecotay. On sait en effet qu'une érosion prolongée a décapé non seulement le Crétacé mais aussi le Jurassique supérieur et moyen dans cette région qui, entre le Revermont et l'Ile Crémieu, a été très fortement érodée sans doute dès l'Eocène et à coup sûr à l'Oligocène et au Miocène ; à la faveur de ce hiatus ouvert par l'érosion les terrains du Jura ont été décollés lors des bouleversements pontiens et charriés vers l'Ouest sur le Tertiaire bressan. Il semble donc que les plateaux étagés qui caractérisent la topographie de cette région représentent des traces authentiques d'un Karst pliocène qui n'a pu se développer qu'après ces bouleversements, sur le flanc normal de l'anticlinorium déversé vers l'Ouest.

Ce processus de remaniement karstique pliocène s'est exercé en bien d'autres secteurs du Jura méridional, aux dépens de très vieilles surfaces d'aplanissement qui n'étaient jamais parvenues à l'achèvement et qui ont trouvé seulement alors leur consécration. Tantôt il s'est agi d'une évolution karstique opérant sur des étendues assez vastes de roches calcaires homogènes et donnant naissance à des aplanissements bien caractérisés ou à des surfaces faiblement recreusées de dépressions séparées par des bosses, disposées sans ordre en une topographie absolument anarchique. Tantôt le dispositif tectonique et structural et peut-être aussi des esquisses de creusement des vallées antérieures au Pliocène ont guidé le remaniement karstique qui a alors façonné des vallées régulière-

ment disposées ou de petits poljés étagés et alignés, sculptant ainsi davantage les blocs soulevés et augmentant l'articulation du relief.

a) *Les surfaces de planation karstique*

Le Retord.

Dans la première catégorie de remaniements karstiques pliocènes on peut ranger ceux qui affectent la partie centrale du plateau de Retord. On a vu (4) que le lourd anticlinal de Rauracien qui caractérise la zone médiane de ce haut plateau était raboté par un aplanissement qui a certes des origines fort anciennes mais qui ne peut toutefois être considéré comme une surface pré-pontienne pure et simple. Les argiles rouges épaisses dont on a noté la présence, en particulier entre La Cuvéry et la ferme de Merlogne, témoignent d'une karstification intense, analogue à celle qui s'est produite à l'Est d'Ambérieu. La nature favorable du climat pliocène comme le soulèvement accentué du bloc basculé du Retord après les mouvements pontiens incitent à penser que cette karstification a surtout été le fait du Pliocène.

Ce remaniement pliocène de type karstique s'est parfois traduit par un rabotage accentué de la surface topographique et la présence de véritables aplanissements karstiques où la roche calcaire a été raclée et mise à nu avant d'être recouverte de débris morainiques d'ailleurs peu épais et en voie de déblaiement. Il en est ainsi de la surface plane traversée par la route à l'Est de La Cuvéry et qui s'étend au Sud vers « Le Pré Poncet » (5). De même la région de la ferme de La Platière, au nom significatif, la « Prairie de Retord » et le plateau étroit et allongé Nord-Sud qui porte la ferme de La Charnay (5) offrent de semblables aplanissements d'altitude élevée (1.180 à 1.250 m.) qui font partie de la surface d'ensemble, déformée en dôme avec prédominance d'un mouvement de bascule vers l'Ouest, que l'on a décelée sur le Retord (fig. 24 et 25). Or, ces aplanissements sont, on s'en souvient, dominés par de petits monadnocks, tels le Crêt de Beauregard au Nord, la Croix de Monthléry et le Crêt du Nû au Sud, qui semblent être des témoins respectés par l'érosion des très vieilles surfaces élaborées avant le Pontien. Aussi est-on en droit de considérer les aplanissements signalés plus haut comme étant la marque du remaniement karstique pliocène à partir de la surface pré-pontienne.

Mais la karstification pliocène n'a pas seulement ici contribué à raboter les ondulations du Rauracien. Elle a aussi remanié les aplanissements antérieurs en y creusant un dédale de dépressions de toutes dimensions: dolines, ouvalas et même petits poljés à bords rectilignes, correspondant soit à des contacts anticlinaux/synclinaux soit même sans doute à de petites dislocations. Nous avons eu déjà l'occasion de décrire ces dépressions disposées sans ordre qui créent une topographie absolument anarchique sur la majeure partie du Retord: la plus importante est à coup sûr la « combe » de Merlogne,

(4) Cf. 2^e Partie, Chap. VIII.

(5) Cf. 1/20.000^e: Nantua n° 8.

véritable petit polje quadrangulaire qui, s'il n'est pas aussi grand que le lac de Nantua, comme le proclame une des vieilles légendes du Retord, est cependant de dimensions appréciables (1.500 m. de long sur 600 m. de large environ). Ces entailles karstiques ont été évidemment façonnées en fonction d'écoulements souterrains, en même temps que se creusaient en contre-bas les vallées drainées reliées au réseau hydrographique d'ensemble : il y avait là, comme nous l'avons souligné, deux systèmes d'érosion différents, quoique contemporains, ce qui explique les différences considérables d'altitude qui existent entre ces deux types de dépressions. Peut-être d'ailleurs faut-il admettre que le creusement des dépressions karstiques est dû en grande partie au soulèvement d'ensemble qui a affecté le Jura, surtout le Jura oriental, à la fin du Pliocène, tandis que le remaniement proprement dit des surfaces pré-pontiennes en aplanissements karstiques aurait surtout été opéré au début du Pliocène, aussitôt après le paroxysme de bouleversement du Pontien.

Les Molunes.

Le haut plateau des Molunes offre aussi l'exemple d'une région où l'évolution morphologique a été non seulement un moment figée, mais même entièrement modifiée par le Karst pliocène. A peu près isolé des vallées de la Bienne, de la Semine, du Tacon et de la Valsérine qui le cernent, il présente lui aussi des formes d'érosion plus élevées, quoique contemporaines, que celles observées aux environs immédiats dans les zones les plus articulées, et surtout des formes d'aspect bien différent, dues à un système d'érosion très spécial. Les formes d'aplanissement ou de creusement qui s'offrent aux yeux sont le produit de la collaboration de l'érosion subaérienne et de l'érosion karstique et du remaniement opéré par l'érosion pliocène sur les surfaces d'abrasion ou peut-être d'érosion anciennes qui avaient déjà raboté ce bloc soulevé.

En ce qui concerne les aplanissements, le remaniement semble avoir été presque uniquement de type karstique. En effet quand, à la fin du Pontien, le bloc des Molunes a été vigoureusement soulevé comme le Retord, ce mouvement de surrection s'est certes accompagné en certains points bien localisés, surtout sur les bordures, de plissements énergiques, synclinaux crétacés et molassiques étroitement pincés en particulier ; mais dans de vastes secteurs les couches ont été à peine dérangées, seulement ondulées en lourds anticlinaux de calcaires assez homogènes (Portlandien, Kimeridgien et Séquanien surtout) qui n'offraient à l'érosion aucune possibilité de sculpture fouillée et différenciée. Aussi observe-t-on dans ces zones des aplanissements étendus où la roche calcaire apparaît raclée et seulement recreusée de lapiez ou de dolines peu importantes : ce sont de véritables surfaces karstiques pliocènes, remaniant des surfaces oligo-miocènes déformées et disloquées au Pontien. Ces aplanissements figés et en quelque sorte immunisés par le Karst sont perchés au-dessus des entailles profondes de l'érosion subaérienne et ne présentent aucun vestige de drainage normal : il s'agit donc bien de surfaces de planation karstique réelles, avec développement latéral de la dissolution chimique en fonction de puits d'absorption,

d'emposieux et surtout de fissures imperceptibles. Le caractère très spécial de ce mode d'érosion justifie pleinement la différence d'altitude considérable qui existe entre des formes dues à un tel processus et les replats, vestiges de fonds de vallées pliocènes, que l'on observe très en contre-bas au-dessus des thalwegs de la Valserine ou de la Bienne.

Ainsi se présente le plateau karstique rabotant une ondulation anticlinale de Jurassique supérieur et moyen que l'on traverse au S.W du plateau des Molunes quand on va de La Pesse à Désertin (fig. 38). Son aspect tabulaire et figé contraste violemment avec les abîmes de la « combe en reculée » d'Orvaz toute proche. Un même type de paysage caractérise la région située entre Les Moussières et la bordure Ouest du plateau, au-dessus de la vallée du Tacon, où des éléments de relief tabulaire très caractéristique apparaissent ici et là, vers la ferme de La Platière en particulier ; on retrouve enfin un paysage semblable sur les voûtes de Jurassique supérieur situées à l'Ouest et au Nord de Septmoncel et, plus au Nord encore, dans la forêt de Frénois (fig. 27).

Ainsi la surface d'érosion qui régit la topographie d'ensemble des Molunes est une surface très complexe. Remontant au moins au Vindobonien, représentant sans doute dès avant le Pontien un type de surface polygénique ayant subi de très nombreuses retouches en raison de l'instabilité antérieure de la région, elle a été vigoureusement soulevée à la fin du Pontien et a dès lors été remaniée par le Karst pliocène, devenant ainsi une surface de planation karstique où le relief s'est peu à peu figé. Mais on a vu qu'en certains secteurs bien localisés la tectonique des Molunes présente des plis synclinaux étroits mais énergiques, qui, par l'alternance de bandes de roches dures et tendres ainsi créée, offraient à l'érosion des possibilités de creusement et de modelé plus varié et plus articulé. Le remaniement karstique pliocène, dans ces secteurs, présente des aspects plus originaux et surtout n'est plus aussi exclusif.

On a vu en effet (6) que les dépressions transversales et longitudinales du plateau des Molunes étaient le résultat de la collaboration de plusieurs phases d'érosion dont l'action et les effets ont été très inégaux : esquisses probables de creusement au Vindobonien, reprise de l'affouillement consécutive au soulèvement pontien, d'abord sous l'effet d'un drainage subaérien, puis, assez rapidement sans doute en raison de la perméabilité et de l'épaisseur des calcaires, creusement karstique et désorganisation de l'hydrographie, sans parler de l'enfouissement ultérieur sous les glaces et les moraines, du creusement des eaux de fonte en certains points et de la reprise post-quadernaire de la karstification. Mais nous abordons ici un processus différent de remaniement par le karst pliocène des aplanissements pré-pontiens, qui est intervenu dans le cas où une structure différenciée et une ébauche antérieure d'organisation hydrographique ont guidé l'action de ce remaniement. Nous aurons bientôt l'occasion de revenir sur ce processus.

(6) Cf. 2^e Partie, Chap. IX.

Le Massif de Portes

Une autre région du Bugey offre des exemples caractéristiques d'aplanissements karstiques pliocènes remaniant des surfaces d'érosion oligo-miocènes et même sans doute éocènes : le massif de Portes. Nous avons vu en effet qu'un élément essentiel de la morphologie de ce massif était constitué par la présence de plateaux étendus qui tranchent les ondulations et plissements des couches et servent de socle à des hauteurs coniques ou trapézoïdales que nous avons cru pouvoir qualifier de monadnocks. Ces plateaux, s'ils ne peuvent s'expliquer exclusivement par l'action de l'érosion pliocène, ne peuvent cependant pas être considérés non plus comme des témoins d'une topographie pré-pontienne pure et simple. Nous avons essayé de démontrer que, sauf en ce qui concerne les monadnocks qui pointent ici et là, les phases d'érosion pré-pontiennes ne se traduisent plus directement dans le paysage actuel et que nous avons sous les yeux une topographie en grande partie d'âge pliocène. Mais — et c'est là-dessus qu'il convient d'insister — il s'agit surtout d'un remaniement de type karstique, succédant probablement à une brève phase de drainage subaérien qui se manifesta plutôt par sheet flood que par écoulements linéaires si l'on en juge par l'absence de vallées sèches importantes. La nature fissurée des calcaires bathoniens et bajociens qui constituent la région, l'importance du soulèvement pontien qui créa un appel au vide considérable au-dessus de la vallée du Rhône pliocène, le climat subtropical enfin qui régnait à cette époque, tout concourait à favoriser le développement de surfaces de planation karstique et de la dissolution chimique dont les argiles de décalcification si étendues et si épaisses que l'on observe au Sud de Torcieu attestent l'importance.

Parmi les plateaux qui doivent la majeure partie de leurs aspects actuels à la karstification pliocène, on peut ranger d'abord le plateau du Signal de Souclin (fig. 21) qui, entre 820 m. et 740 m., recoupe un synclinal très net de Bathonien. L'ampleur des formes karstiques, dolines et vallées sèches, que l'on y rencontre comme l'existence de sommets isolés et pointus qui le parsèment, tel le Molard Michel (878 m.), conduisent à penser que nous n'avons sous les yeux qu'un aplanissement très remanié par la dissolution karstique, nettement abaissé et dérivé d'une ancienne surface oligo-miocène dont les sommets isolés, véritables monadnocks, seraient les témoins. Il en est de même du plateau du Chêne de Suermes, situé au Sud-Est de Saint-Rambert, et de l'étroite surface aplanie que la route de la Chartreuse de Portes à Souclin traverse avant de descendre dans la vallée de La Courerie. Quant aux plateaux de la Croix de Confrêne à l'Est, de Dorvan à l'Ouest, ils ont subi à coup sûr une évolution karstique pré-glaciaire intense dont le second garde encore la trace sous forme de dépôts d'argiles de décalcification épais et étendus tandis que le premier retrouve son aspect karstique et desséché au fur et à mesure que se déblaient les moraines qui en couvrent encore la partie méridionale. Mais, en raison de la proximité de la cluse des Hôpitaux et de l'artère maîtresse de drainage qui l'empruntait dès le Pliocène, il est probable que le Karst

n'a pas seul aplani ces surfaces et que la dissolution chimique y a été précédée par une phase de drainage subaérien et d'érosion normale.

b) *Les dépressions karstiques.*

Ainsi le Karst pliocène a remanié des aplanissements antérieurs réalisés en roches calcaires assez homogènes, en abaissant surtout la surface topographique parallèlement à elle-même ou en y creusant tout au plus des dépressions fermées disposées sans ordre, bref en y réalisant des surfaces de planation karstique. Mais la karstification pliocène a rencontré ailleurs d'autres conditions qui l'ont amenée à prendre des formes différentes. La présence de dislocations ou de synclinaux — les deux faits sont d'ailleurs souvent liés — l'existence de dépressions esquissées avant les bouleversements majeurs du Pontien, par exemple le creusement de combes sur lesquelles M. Glangeaud a insisté dans tous ses travaux consacrés à la paléomorphologie jurassienne, ou l'affouillement d'ébauches de vallées synclinales, dépressions recreusées le plus souvent par les eaux courantes au début du Pliocène, a déterminé un creusement karstique plus localisé, plus linéaire pourrait-on dire, sous forme de bogaz ou petits poljes. Le remaniement karstique pliocène s'est alors inscrit dans le cadre tracé par l'évolution hydrographique pré-pontienne ou, à tout le moins, ponto-pliocène. C'est ce second aspect du remaniement karstique que nous allons examiner par quelques exemples.

Le Molard de Don.

Le Molard de Don offre un des meilleurs exemples de ce type de retouches apportées par l'érosion karstique pliocène. On sait que le versant occidental de ce massif, qui par sa longue pente s'oppose aux abrupts du versant oriental, est particulièrement buriné par de nombreuses dépressions longitudinales étagées, orientées N.W./S.E. qui, de place en place, communiquent entre elles par des cluses vives ou mortes. Ces dépressions sont loin d'offrir toutes les mêmes aspects. Les plus occidentales, qui sont aussi les moins élevées, ne sont autres que des vallées pliocènes étagées, recreusées par les rivières actuelles de la Brivaz et de la Pernaz et leurs affluents ; elles ont été sculptées par d'anciennes rivières reliées au réseau hydrographique général du Pliocène qui a connu, on le sait, des stades d'enfoncement successifs : nous avons étudié la formation de ces vallées, en particulier les vallées de Marchamp-Lompnaz, de Seillonaz et de Crept et Millieu (7).

La vallée du lac d'Ambléon.

D'un tout autre type sont les dépressions plus élevées que l'on rencontre à l'Est, recreusant la parties les plus hautes du massif du Molard. Ici plus de continuité de pente dans un sens, plus de forme nette d'ancienne vallée ayant connu un drainage continu et plus d'écoulement subaérien organisé ; un chapelet de dépressions fer-

(7) Cf. 3^e Partie, Chap. IV.

mées, de dimensions très variables, séparées par des seuils peu élevés en général, mais alignées les unes à la suite des autres suivant une orientation très nette. Si l'on fait abstraction des seuils, on peut parler de vallée, d'autant plus que ces dépressions alignées sont vigoureusement et profondément incisées dans la montagne. Ainsi se présente la dépression qui s'allonge Sud-Est/Nord-Ouest depuis la région située au Sud du lac d'Ambléon jusqu'au seuil qui, au Nord des Rochers du Tabalcon, domine la vallée de Cerin et de Marchamp (8) : elle est empruntée sur toute sa longueur par la route de Belley à Lhuis. Il s'agit d'une rainure, profonde de 100 à 150 m., qui sépare le Molard de Don proprement dit de la Montagne de Taintainet et dont l'altitude oscille entre 700 et 745 m. On n'y peut reconnaître aucun abaissement régulier dans un sens ou dans l'autre. Ses deux extrémités sont à 712 m. pour le lac d'Ambléon, 719 m. pour le seuil du Nord-Ouest et sa partie centrale accuse 745 m. entre Les Fosses et Le Pré Riondet. On y observe une succession de seuils et de dépressions fermées et la route ne cesse de monter et descendre dans ce dédale de creux et de bosses. A hauteur du Pré Riondet une dépression secondaire venant du Nord, du lieu dit Mandolin, s'embranché sur cette rainure principale.

Quand on essaie de voir clair dans ce désordre topographique on arrive à distinguer plusieurs formes de relief. Les dépressions d'abord sont de plusieurs types : certaines, les plus nombreuses évidemment, sont de simples dolines élémentaires de 5 à 10 m. de diamètre, 1 m. 50 à 3 m. de profondeur, dont beaucoup affectent la forme d'un entonnoir, preuve que l'appel au vide est particulièrement intense et que la dissolution chimique gagne plutôt en profondeur qu'en sapement latéral; d'autres dolines, moins nombreuses, ont un diamètre plus important et un fond plat. A côté des dolines il existe des dépressions fermées plus vastes. Certaines paraissent provenir du recoupement de dolines et peuvent être qualifiées d'ouvalas : telles sont les dépressions que côtoie la route au lieu dit « Les Fosses » ou encore celles qui constituent la rainure secondaire signalée plus haut vers « Mandolin ». Enfin, il existe des dépressions fermées de forme rectangulaire, aux bords raides et rigides, suivant une direction rectiligne, et qui méritent le nom de petits poljes car leurs bordures correspondent à des dislocations tectoniques et leur fond est tantôt rocheux et tantôt alluvial, suivant que l'on se trouve à proximité des exutoires, qui d'ailleurs dégorgent à certaines périodes en formant des mares ou des marais, ou au contraire loin de ces issues et des réseaux hydrographiques miniatures qui occupent ces dépressions.

Tel est le cas de la dépression que l'on rencontre immédiatement au Nord-Ouest du lac d'Ambléon et qui est bordée à l'Est par des abrupts qui suivent une fracture secondaire non signalée d'ailleurs sur la carte géologique (feuille de Chambéry) : ici le fond est modelé dans la roche en place, constituée par du Jurassique supérieur ; mais plus loin, vers le « Pré Riondet », des alluvions apparaissent : on y observe, à certaines périodes de l'année, un petit

(8) Cf. 1/20.000^e : Belley n^{os} 6 et 7.

étang alimenté par un ruisseau venant du Nord, de Mandolin, et formé par des exsurgences qui fonctionnent quand le calcaire est gorgé d'eau (9). On voit ainsi que les différents secteurs habituels à un polje se retrouvent dans ce genre de dépression. Il existe enfin dans notre rainure un dernier type de formes karstiques, des buttes rocheuses aux versants escarpés et au sommet étroit qui ressemblent, toutes proportions gardées, aux hums des poljes caractéristiques : on rencontre de telles buttes vers le seuil qui sépare Les Fosses du Pré Riondet et au Molard des Fosses.

Il reste à se demander comment a été façonnée cette rainure fragmentée en un chapelet de dépressions fermées et alignées. Les formes mineures, dolines des deux types relevées plus haut, peuvent certes avoir été façonnées par l'érosion karstique récente, postérieure au Quaternaire. Mais les ouvalas, les petits poljes et surtout l'ensemble de la rainure, si profondément creusée en contrebas des sommets du Taintinet et du val d'Innimont, semblent avoir une origine plus lointaine. On note d'ailleurs la présence sur les seuils, donc au-dessus des dépressions les plus vastes, de galets très roulés qui paraissent bien représenter des restes de glacier ancien. Il apparaît ainsi que les dépressions et la rainure elle-même étaient déjà creusées avant le Quaternaire par la karstification pliocène qui rencontrait ici des conditions favorables à la formation d'entailles localisées.

L'examen du dispositif tectonique montre en effet que les terrains sont hachés de fractures parallèles, dirigées N.W./S.E., dont les principales seulement ont été figurées sur la carte géologique mais qui sont en réalité beaucoup plus nombreuses. Ces failles à regard occidental limitent des blocs dissymétriques, à pendage vers l'Est, dans lesquels le Valanginien si fissuré et si propice à la karstification a été conservé. Il est possible, comme nous l'avons suggéré à propos de l'évolution morphologique du Molard de Don, qu'une vallée, guidée par ces fractures, ait été esquissée avant les mouvements pontiens (au Vindobonien ?) par un drainage subaérien dirigé vers la boutonnière évidée de Marchamp-Lompnaz. Mais l'essentiel du travail de creusement paraît avoir été opéré par les processus de la karstification pliocène, au moment où la surrection pontienne du bloc basculé du Molard déclenchait dans la partie orientale la plus soulevée un travail actif de dissolution chimique, en relation avec un drainage souterrain dirigé vers les dépressions occidentales qui, elles, étaient affouillées par des cours d'eau reliés au Rhône pliocène. Les deux catégories de dépressions, celles de l'Ouest et celles de l'Est, semblent bien être ainsi contemporaines; mais l'absence de terrains marneux analogues à l'Oxfordien et à certains niveaux du Bathonien de Marchamp ou de Crept et surtout le soulèvement bien plus accentué de l'Est du Molard ont déterminé un rapide enfouissement des eaux courantes à l'Est de Marchamp et Lompnaz. Il en est résulté la formation de rainures plus élémen-

(9) Ce petit étang temporaire qui figurait sur la carte d'Etat-Major au 1/80.000^e a disparu du plan directeur au 1/20.000^e, on ne sait pourquoi.

taires, plus étroites, aux formes anarchiques, qui sont restées perchées à une altitude élevée (720 m. et plus) tandis que les eaux courantes affouillaient à l'Ouest les vallées plus larges, plus régulières et moins élevées (600 m. au maximum) que nous avons décrites sur le versant Ouest du Molard.

L' « Escalier d'Innimont ».

Tout près de là, en allant vers l'Est, on rencontre encore des rainures du même type, au moins aussi caractéristiques. La montée à Innimont par la route venant de l'Ouest offre à cet égard un itinéraire très intéressant (10). Après avoir gravi les escarpements du crêt oriental (fig. 20, ph. 12 et 14) de la combe de Marchamp-Cerin (Crot Charveyron) on débouche par le seuil de la Chapoux dans une dépression fortement dissymétrique, orientée N.W./S.E., qui s'allonge depuis Planchon jusqu'au Poisat ; son versant occidental, en pente faible, ne se relève qu'à 800 m. environ, la dépression elle-même se tenant aux alentours de 750/765 m., tandis que des abrupts de 70 m. environ la dominant à l'Est. Au Sud de la route, vers Le Poisat, la rainure est criblée de dolines cependant qu'une petite butte escarpée et pointue, du type hum, domine ce désordre topographique ; au Nord de la route, le fond de la dépression est au contraire extraordinairement plat, marécageux. Un petit étang, le lac de Cerin, y est logé, qui peut disparaître d'ailleurs en période de sécheresse, ce qui prouve sa relation avec un exutoire souterrain qui joue parfois le rôle d'un ponor. La dépression est en effet complètement fermée et les eaux de pluie ne peuvent que s'infiltrer en profondeur.

En continuant vers Innimont la route, par une rampe assez dure et un lacet serré, gravit les escarpement signalés plus haut, puis traverse vers la Croix Bronzet une nouvelle rainure plus étroite et moins dissymétrique que la précédente, mais tout aussi karstifiée et offrant une grande abondance de dolines et même, vers Champ Baronne, d'ouvalas. Puis c'est encore une ligne de petits escarpements (cotes 881 et 885) que la route remonte avant de traverser sous l'Eglise d'Innimont une autre rainure criblée d'entonnoirs. Enfin, par un dernier lacet, la route escalade le talus qui supporte à l'Ouest le val d'Innimont et débouche dans le village. Nous avons ainsi traversé toute une série de dépressions karstiques étagées qui ont été sculptées de la même façon que la rainure observée au Nord-Ouest du lac d'Ambléon et remontant elles aussi au Pliocène. Les différents escarpements correspondent en effet à des fractures. C'est ce dispositif tectonique faillé qui a guidé l'érosion karstique : on peut parler en ce sens de véritables poljes étagés. En outre ces formes karstiques sont déblayées depuis peu des matériaux morainiques qui empâtent encore en partie la rainure supérieure : aussi peut-on indubitablement leur attribuer un âge pliocène. Ce sont bien des formes de creusement contemporaines des vallées de Marchamp ou Lhuis mais façonnées par un système d'érosion différent.

(10) Cf. 1/20.000^e; Belley n° 6.

La Maubretaine.

En est-il de même de la Maubretaine, ce val où est logé le village d'Innimont et que la route d'Ordonnaz à Innimont parcourt presque de bout en bout ? On est amené tout naturellement à se poser la question, une fois arrivé dans cette nouvelle dépression de grandes dimensions qui s'allonge sur plus de 8 km. du Nord-Ouest au Sud-Est à une altitude voisine de 900 m. (fig. 14 et 20, ph. 14). On a vu qu'il s'agit d'un synclinal suspendu au-dessus des escarpements qui conduisent au bassin de Belley au Sud-Est et des dépressions occidentales du Molard à l'Ouest. Que la dépression ait été déjà esquissée dès le Vindobonien à partir de la surface aquitano-burdigalienne basculée vers l'Ouest est probable. Mais il est moins sûr que le Karst pliocène soit entièrement responsable de l'affouillement de cette vaste vallée. Certes les formes karstiques de détail, dolines et entonnoirs ne manquent pas, en particulier au milieu vers la Plaine du Bief dont la platitude étonnante contraste avec la profondeur et la fraîcheur des entonnoirs (ph. 30) qui sont creusés ici et là. Certes des matériaux morainiques rissiens et mindéliens qui subsistent par places prouvent que certaines de ces formes au moins ont été fossilisées par les moraines et remontent donc au Pliocène. Mais l'ampleur même de la dépression, l'existence d'un abaissement continu vers le Nord-Ouest, d'Innimont à Ordonnaz, abstraction faite évidemment des ouvalas qui la recreusent, et enfin la présence, dans les entonnoirs de la Plaine du Bief, de cailloutis émoussés noirs semblables aux cailloutis pliocènes quartzitiques que l'on rencontre vers Breignes et Jujurieux sur la bordure Ouest du Jura, tout semble montrer que le val de la Maubretaine a continué d'être creusé au début du Pliocène par un écoulement d'eau subaérien, probablement dirigé vers le Nord-Ouest, vers la cluse des Hôpitaux, avant d'être livré à la karstification qui a parachevé le travail d'affouillement antérieur à l'envahissement par les glaces quaternaires. En ce sens la Maubretaine diffère des rainures élémentaires observées en contre-bas à l'Ouest qui ne semblent devoir leurs traits qu'aux processus karstiques.

La combe du Molard.

Plus à l'Est enfin, dans ce massif du Molard de Don, on rencontre une dernière dépression plus élevée dont l'origine paraît aussi complexe: il s'agit de la combe du Molard (fig. 20) creusée entre le Signal du Molard de Don (1.217 m.), point culminant de tout le massif, et les crêts occidentaux du Couard et du Mont Pela (11). Cette combe est affouillée dans l'Oxfordien, à l'exception de pointements de Rauracien qui semblent surgir à la faveur de dislocations axiales prolongeant vers le Nord-Ouest la grande faille de Saint-Germainles-Paroisses; elle se tient aux alentours de 1.070 m., à 25 m. environ en contre-bas du Grand Perthuis, sorte de cluse suspendue qui échancre le crêt occidental entre le Couard et le Mont Pela et par

(11) Cf. 1/20.000°: Belley n° 2, 6 et 7.

laquelle s'insinue la petite route venant d'Innimont, tandis qu'à l'Est et au Nord-Ouest les cluses du Bief des Cruies et du ruisseau de la Brune s'ouvrent au niveau de la combe et sont encore parcourues par un ruisseau. Ce drainage vers l'extérieur est bien théorique toutefois et ne se réalise guère qu'à la fonte des neiges et par gros orages; il est loin en tout cas d'intéresser toute la combe. On observe en effet, dans la plus grande partie de celle-ci, une topographie tout à fait anarchique, faite de dolines et d'entonnoirs fort nombreux, et l'on peut considérer cette dépression comme quasi fermée.

Il semble que l'on puisse concevoir ainsi le mécanisme de son affouillement: il est probable, comme nous l'avons dit à propos de l'évolution pré-pontienne du Molard de Don, que la combe a déjà été esquissée dès avant la grande surrection pontienne, sous forme d'une vallée (vindobonienne?) drainée vers le Sud-Est, en relation avec la mer molassique du bassin de Belley qui venait battre le versant oriental du Molard alors peu soulevé. Le relèvement considérable de la partie Est du Molard dû aux mouvements de bascule du Pontien devait modifier complètement les conditions offertes à l'érosion. Si une vallée drainée suspendue a pu se maintenir quelque temps encore, les processus d'érosion karstique ne devaient pas tarder à l'emporter dans cette rainure dangereusement perchée au-dessus du profond bassin de Belley, même si l'on admet que celui-ci fut en partie remblayé au Pliocène par les débris arrachés au Haut-Bugey; et cela d'autant plus que l'Oxfordien plus argileux et plus imperméable n'était sans doute pas encore atteint par le creusement. D'ailleurs les dislocations signalées plus haut maintiennent, dans le fond de la combe actuelle, des affleurements assez étendus de calcaire Rauracien. Il semble donc que le Karst pliocène soit responsable de la majeure partie du creusement de cette combe du Molard.

Que se passa-t-il ensuite? Il est certain que le climat froid et humide du Quaternaire provoqua une reprise du drainage subaérien, au moins pendant les périodes inter-glaciaires. Le bief suspendu du Grand Perthuis qui est maintenant une petite cluse morte est sans doute un témoin d'un ruz inter-glaciaire qui, parti d'une surface de remblaiement morainique du val d'Innimont, échancre le crêt du Couard et contribua à drainer et affouiller un moment la Combe du Molard. La dernière période inter-glaciaire et plus vraisemblablement encore la phase climatique humide immédiatement post-glaciaire ont vu le creusement des cluses vives du Bief des Cruies à l'Est, parti à l'assaut d'un niveau de base très profond (400 m.), et du ruisseau de la Brune au Nord-Ouest; ces torrents, rencontrant l'Oxfordien sous-jacent, ont creusé la combe du Molard au-dessous du seuil du Grand Perthuis.

Mais avec le climat moins humide actuel, avec la présence des paquets de Rauracien et, en profondeur, du Bathonien qui n'est pas éloigné, et surtout par suite de l'appel au vide créé par le Bassin de Belley tout proche et si profondément creusé une fois enlevé le remblaiement plio-quaternaire, le drainage subaérien ne devait pas longtemps persister. Comme nous l'avons vu plus haut l'anarchie reparaît dans les formes du relief, les entonnoirs se multiplient et l'indécision de l'hydrographie se traduit par la présence de nombreux

marécages. Au drainage tout théorique et très intermittent des deux biefs, témoins du passé quaternaire, se substitue de plus en plus une reprise de l'érosion karstique et l'enfouissement en profondeur des eaux qui vont reparaître bien en contrebas, au pied du versant oriental du Molard de Don.

On pourrait multiplier les exemples de ces dépressions suspendues, creusées en majeure partie par la karstification pliocène consécutive ou non à une phase de drainage subaérien. Bornons-nous à signaler d'abord l'encoche du petit lac de Crotel (12) qui échancre la partie Sud-Est du Taintinet. Déjà décrite par M. Cholley [90, 91] qui avait signalé son importance dans l'explication de la morphologie du Jura méridional, cette rainure entièrement fermée est suspendue au-dessus des combes monoclinales pliocènes, elles-mêmes suspendues mais encore drainées, que l'on rencontre à l'Ouest en venant d'Arandon. Elle représente une morsure d'érosion karstique pliocène contemporaine des vallées monoclinales de l'Ouest, mais élaborée suivant un système d'érosion bien différent et restée perchée au-dessus de celle-ci. Dans la même catégorie de formes dues principalement au Karst pliocène peuvent être rangées d'une part la combe du Lot (13) (ou du Lau), rainure étroite déjà signalée par J.-B. Martin [113], suspendue au-dessus du Rhéby au Nord, et de la Pernaz au Sud, encore occupée en son milieu par un petit étang intermittent qui se réduit souvent à des marécages, d'autre part, la combe du Maitant (14), dépression moins profonde, mais dont l'origine est peut-être aussi ancienne, qui est perchée au-dessus du profond ravin de la vallée supérieure de la Caline qu'elle prolonge vers le Sud.

On voit ainsi que le Karst pliocène est en grande partie responsable du creusement de vallées ou dépressions de moyennes dimensions qui sont encastrées dans les hauts plateaux et dépourvues de liaison avec les vallées profondes encore aujourd'hui drainées. Mais les processus karstiques pliocènes n'ont pas seulement contribué à affouiller des rainures médiocrement étendues et peu profondes. En certains points où les conditions lithologiques et tectoniques s'y prêtaient ils ont joué le principal rôle dans le creusement de larges vallées qui, par leurs dimensions et leurs aspects méritent le nom de plateaux-vaux enclavés au milieu des chaînes. Bien plus, ces dépressions, par leur ampleur, ont servi de point de départ, de niveaux de base particuliers à l'érosion qui s'est attaquée aux monts voisins, soit par écoulements subaériens soit, le plus souvent, par drainage souterrain. Il s'est ainsi constitué des régions qui, sauf pendant de rares périodes et encore d'une manière bien incomplète, ont évolué à l'écart des vallées reliées normalement aux contrées voisines. Ce sont ces niveaux de base locaux et l'évolution de ces régions isolées que, dans le cadre de l'étude du Karst pliocène, il s'agit maintenant d'examiner.

(12) Cf. 1/20.000^e: Belley n° 7 et 1/80.000^e: Chambéry N. O.

(13) 1/20.000^e: Belley n° 1; 1/80.000^e: Chambéry N. O.

(14) 1/20.000^e: Belley n° 2; 1/80.000^e: Chambéry N. O.

CHAPITRE III

III. — LE KARST PLIOCÈNE (Fin)

3° Les niveaux de base locaux et l'évolution des régions isolées

Nous avons essayé plus haut (1) de montrer comment se sont creusées et ont évolué les vallées jurassiennes après les phases majeures de bouleversements pontiens, c'est-à-dire tout au long du Pliocène. Les niveaux d'érosion témoins d'anciens stades de creusement que nous avons cru déceler témoignent de l'existence d'anciennes vallées hiérarchisées et reliées de façon permanente aux niveaux de base généraux, Bresse et Bas-Dauphiné, qui entourent le Bugey et le Revermont; ils ne se rencontrent qu'en bordure des principales artères de drainage et des vallées qui débouchent normalement sur celles-ci. Ailleurs, on les cherche en vain et l'évolution décrite ne semble pas valable pour bien des secteurs du Jura méridional plus éloignés de ces vallées maîtresses. De ceux-ci se dégage une impression de désorganisation topographique et hydrographique et d'évolution autonome ou quasi autonome qui seraient intervenues à un certain moment de l'histoire géologique que l'on peut situer, semble-t-il, dans la première moitié du Pliocène, comme si, à cette époque, une interruption s'était produite dans la liaison avec le réseau hydrographique d'ensemble.

a) Le plateau-val de Brénod-Hauteville

Les aspects d'ensemble.

Un exemple frappant de ce type de relief est fourni par le val de Brénod-Hauteville (2) dont l'originalité est aisément mise en évidence si on le compare au Valromey tout proche et pourtant si différent. Alors que ce dernier s'abaisse régulièrement de 900 m. à 650 m. vers l'extrémité orientale de la cluse des Hôpitaux à laquelle il se relie sans grande rupture de pente et présente tous les signes d'une évolution normale que vient à peine troubler une activité

(1) Cf. 3° Partie, Chap. II et suivants.

(2) Cf. 1/80.000^e: Nantua N.O. et S.O. — 1/50.000^e: Nantua et Saint-Rambert.

karstique récente, il en va tout autrement du val de Brénod-Hauteville. Ici on hésite à parler de val et le terme de plateau, consacré d'ailleurs par le langage local, convient mieux à cette région élevée, au climat très sain qu'ont envahie les sanatorium.

Il s'agit d'un véritable plateau, de forme losangique comme le synclinal en fond de baquet (fig. 2) sur lequel il se moule, encastré entre les chaînes du Molard de l'Orge et de la Forêt de Rouge à l'Ouest, des Moussières et de Cormaranche-Planachat à l'Est. Allongé du Nord au Sud sur 14 km. environ, entre Le Montoux au Nord de Brénod et le hameau de Vaux Saint-Sulpice au Sud de Cormaranche, il ne présente qu'un abaissement insignifiant du Nord vers le Sud, passant de 830 m. vers Brénod à 700 m. vers Hauteville, soit une pente d'environ 6‰ ; bien plus, à partir de la Grange des Lésines, on observe un relèvement des altitudes en direction du Sud, traduit par la direction S. S.-E / N. N.-W. du Bief de Vuires, puisque le fond du val est à 796 m. à Vaux Saint-Sulpice. Le drainage se fait d'ailleurs latéralement, au moins actuellement, l'Albarine s'échappant à Nantuy vers le Sud-Ouest. Mais là encore, on hésite à parler de drainage: le mot paraît dépourvu de signification pour qui a parcouru le val de Brénod à Nantuy et suivi le cours de l'Albarine supérieure.

Un autre caractère de ce plateau-val d'Hauteville est en effet l'indigence extrême de l'hydrographie et la désorganisation du drainage et de la topographie. Ce n'est pas que le Sérán ou l'Arvière connaissent dans le Valromey des débits toujours abondants et qu'il n'y ait dans ce grand val aucun écoulement souterrain: nous avons vu (3) qu'il y a des pertes et des résurgences, en particulier au Sud vers Champagne et Vaux-Moret. Mais il y a toujours un écoulement subaérien et surtout le Valmorey est découpé par tout un réseau de vallées hiérarchisées et ramifiées qui assure au drainage normal la prépondérance sur les infiltrations souterraines, cependant que les contrepentes constituent l'exception. Il est loin d'en être ainsi sur le plateau d'Hauteville. En amont le Brénod, l'Albarine, née dans la gouille, source bien alimentée, de Golet Ravaux, est encore un ruisseau qui fait assez bonne figure et n'est dépourvu d'eau que lors des périodes d'exceptionnelle sécheresse. Mais à partir de Brénod, la rivière s'appauvrit de plus en plus, absorbée par les nombreuses fissures du calcaire valanginien, et, en aval de Champdor, le lit en est bien souvent à sec; les crevasses se font de plus en plus nombreuses au voisinage de la chute de Nantuy, ainsi que l'atteste d'ailleurs la toponymie puisqu'une maison porte ici le nom de Grange des Lésines, terme qui désigne des fissures dans le langage bugiste; aussi la haute chute de Nantuy, si belle à la fonte des neiges ou après de fortes pluies, est-elle souvent réduite à un maigre filet tandis que les eaux infiltrées en profondeur sourdent en énormes résurgences au contact d'un lit marneux sur le versant septentrional de la gorge de Charabotte.

(3) Cf. 3^e Partie, Chap. II.

En outre, non seulement l'Albarine supérieure n'est qu'un ruisseau à éclipses qui ne collecte qu'une infime partie des eaux tombées, mais elle ne reçoit que deux affluents sur toute l'étendue du plateau-val. Encore l'un d'eux, le ruisseau des Taillis descendu de l'Est, draine-t-il surtout la chaîne du Planachat ; l'autre, le Bief de Vuires, qui vient du Sud-Est, de Vaux Saint-Sulpice, est tout aussi indigent que l'Albarine avec laquelle il conflue juste en amont de Nantuy. Enfin, on observe, tant aux abords de ce Bief de Vuires qu'à l'Ouest de Lompnes, de graves perturbations du système hydrographique: il y a là en effet des marécages qui se remplissent d'eau à certaines époques à partir d'exurgences que l'on appelle ici des bourbouillons tandis qu'à d'autres époques l'eau se retire, faisant place à des sortes de tourbières noirâtres. On voit ainsi les relations qui existent entre l'écoulement à la surface du sol et les eaux souterraines et combien ces dernières jouent un rôle important.

Cette désorganisation de l'hydrographie s'accompagne d'une désorganisation non moins grande des formes du relief que favorise la nature très fissurée des calcaires du Valanginien qui constituent le plancher du val. C'est à peine si dans la vallée de l'Albarine elle-même, on observe une pente continue: les dolines se multiplient de part et d'autre du lit asséché de la rivière et l'on peut prévoir, à plus ou moins brève échéance, la transformation du thalweg continu en une série de creux séparés par des seuils. Ailleurs, principalement au Sud-Ouest de Champdor et à l'Ouest d'Hauteville où la couverture morainique n'existe plus, la contre-pente et l'anarchie des formes du relief constituent la règle. Sans parler des lapiez, on y rencontre de très nombreuses dolines dont le fond est le plus souvent fissuré et même des ouvalas qui semblent provenir du recoupement de plusieurs de ces dolines. Le paysage est en outre dominé par des buttes aux versants fort raides qui surgissent ici et là et apparaissent nettement même sur la carte au 1/80.000^e: telles sont les buttes cotées 866 et 892 à l'Ouest et au Sud-Ouest de Champdor; nous allons bientôt avoir l'occasion de revenir sur ces formes topographiques.

Enfin, contrairement à ce qui se passe pour le Valromey, le plateau-val d'Hauteville ne se relie normalement à aucune vallée principale du Bugey: c'est bien un val suspendu au-dessus des ravins et dépressions voisines. Le fait apparaît déjà nettement quand on compare le plateau d'Hauteville au Valromey et à la Combe du Val: nous sommes à 830 m. à Brénod, à 680 m. à Outriaz situé à la même latitude dans la Combe du Val; de même Cormaranche, avec ses 800 m. est nettement plus élevé que Lompnieu qui, de l'autre côté de la chaîne du Planachat, dépasse à peine 650 m. On s'étonne au Nord-Ouest, quand on va de Brénod à Saint-Martin-du-Fresne, de voir le haut Val de Brénod aux pentes molles et à l'hydrographie indécise, dominer par un talus de 150 m. environ la tête du ravin où sont logées les ruines de l'abbaye de Meyriat.

Mais c'est surtout au Sud-Ouest qu'apparaît de façon éclatante le caractère suspendu du val d'Hauteville. De Brénod à Nantuy, en passant par Champdor et Hauteville, l'œil s'est habitué à des lignes de relief en grande partie subhorizontales, mis à part les buttes

signalées plus haut, à un paysage assez mou et dépourvu de caractère. Brusquement après Nantuy tout change: c'est dans un véritable abîme que plonge la route de Tenay et l'Albarine se jette par plusieurs hautes cascades, souvent peu fournies d'ailleurs, dans une gorge profonde de 300 m. C'est à peine si l'on peut parler de la même vallée et de la même rivière et l'on peut considérer sans exagération que l'Albarine, telle qu'on la voit couler à Tenay et Saint-Rambert-en-Bugey, prend sa source sous Nantuy. Il y a là en tout cas deux domaines d'érosion bien différents, deux mondes bien distincts: en bas une vallée profonde reliée normalement à la cluse des Hôpitaux et qui participe au réseau hydrographique d'ensemble, réserve faite du cours souterrain de l'Albarine à la sortie du Bugey entre Ambérieu et la rivière d'Ain; au-dessus de 740 m., altitude du hameau de Nantuy, un plateau-val dont le drainage subaérien est fort illusoire et qui, livré à la karstification reste figé dans son évolution morphologique.

Ainsi se présente dans son ensemble le val de Brénod-Hauteville. Il ne s'agit là toutefois que d'aspects généraux. Quand on veut approfondir la description on s'aperçoit que toutes les parties du val ne se ressemblent pas absolument. On peut distinguer plusieurs secteurs qui présentent entre eux certaines différences.

Les divers types de paysage.

On peut distinguer trois parties dans le val de Brénod-Hauteville: l'une qui s'étend en amont de Champdor, une autre qui va de Lompnes à Vaux Saint-Sulpice; la dernière enfin qui constitue une région intermédiaire entre les deux précédentes et que l'on traverse entre Champdor et Lompnes.

La région septentrionale.

Il s'agit de la région la plus complexe sinon la plus large du plateau d'Hauteville; elle ne correspond pas au seul synclinal en fond de baquet de Brénod, mais s'étend aussi, au delà des barres du Montoux, à la combe de Macconod-Florence évidée dans le noyau de l'anticlinal des Moussières. Pourquoi ce dernier a-t-il été détruit dans ce secteur à un degré tel que son flanc occidental a presque disparu et que ne subsiste plus guère que son flanc oriental qui a donné naissance de part et d'autre du col de la Cheminée, aux revers structuraux réguliers de la Forêt des Moussières et de Jalinard? La tectonique ne permet pas de résoudre ce problème: le plissement n'est pas plus exalté, le flanc occidental ni plus ni moins redressé qu'au Sud, dans la région de la Pierretailée par exemple, où subsiste un versant Ouest important qui isole des combes médianes beaucoup moins amples et suspendues au-dessus du val d'Hauteville.

La réponse à cette question doit être cherchée, semble-t-il, dans la présence d'un écoulement très ancien dirigé Est-Ouest et que l'on a cru pouvoir reconstituer (4) comme venant du Retord, emprun-

(4) Cf. ce qui a été dit du plateau de Retord dans le Chap. VIII de la 2^e Partie.

tant la vallée supérieure de l'actuel Séran vers Ma Gollet, le Col de la Cheminée et se dirigeant de là soit vers le Sud-Ouest, vers Corcelles et Corlier, soit plus vraisemblablement vers l'Ouest vers le hameau de Molard de l'Orge, le seuil du Sapey et Labalme où les eaux ont pu rejoindre celles qui provenaient de la cluse de Nantua et, comme le suggérait J.-B. Martin, contribuer à creuser la vallée de Cerdon-Poncin. Cet écoulement Est-Ouest, conforme à la pente des blocs basculés du Bugey oriental, a dû apparaître avant la phase majeure de plissement pontien, sans doute dès le Vindobonien, et subsister au début du Pliocène, avant que ne s'opère un renversement du drainage, désormais orienté dans le sens longitudinal favorisé par l'apparition d'anticlinaux et de synclinaux plus accentués. On peut penser que les affluents d'une artère de drainage aussi importante passant par le col de la Cheminée sont facilement venus à bout de l'anticlinal des Moussières en voie de soulèvement et n'en ont laissé subsister dans ce secteur que le flanc oriental tandis qu'au Sud l'évolution ultérieure, surtout de type karstique comme nous le verrons bientôt, respectait davantage la chaîne du Planachat.

Quels sont les éléments du paysage offerts par cette région amont complexe du plateau? On note d'abord, au Sud du Montoux, la présence de barres, peu élevées mais âpres et escarpées, qui correspondent à la retombée occidentale, verticale ou même renversée vers l'Ouest, de l'anticlinal des Moussières et en sont en quelque sorte les débris. Constituées par les calcaires du Jurassique moyen et supérieur, ces petites barres sont percées obliquement par l'Albarine qui ne profite ici d'aucun accident tectonique transversal visible; il s'agit de toute évidence d'un phénomène d'épigénie miniature, l'Albarine ayant d'abord coulé sur une surface de remblaiement morainique, peut-être même fini-pliocène, et s'étant ensuite enfoncée sur place au fur et à mesure que les chicots rocheux se trouvaient déblayés.

Un deuxième aspect du paysage est constitué par la présence en certains points de régions imperméables, occupées par des prairies, parfois même par des marécages, qui correspondent à des plaques d'argiles morainiques tapissant ces dépressions. Les dépôts glaciaires sont d'ailleurs moins étendus que ne l'indique la feuille de Nantua de la carte géologique au 1/80.000^e; ils sont surtout peu épais et ne constituent souvent qu'une simple pellicule qui laisse percer le roc en de nombreux endroits. Aussi l'influence du calcaire se fait-elle sentir déjà par le creusement de dolines, annonçant, comme sur le Retord, la proximité de la roche sous-jacente. Une impression d'assoupissement de l'érosion et parfois de désorganisation de l'hydrographie se dégage de cette région: si l'Albarine est encore un cours d'eau normal et permanent en ce point, les petits ruisseaux affluents, tel celui qui descend du col de la Cheminée, sont souvent à sec et décrivent d'invraisemblables sinuosités et méandres minuscules, ayant peine à s'échapper de ces régions marécageuses. Au Sud-Ouest de Brénod le fait était autrefois encore plus visible puisqu'il y avait là un étang au niveau variable, parfois simple marécage, qui se déversait aux hautes eaux vers l'Albarine et qui a été asséché par

drainage artificiel, les vases constituant maintenant un bon emplacement pour les prairies et même quelques cultures (5).

Mais ces parties assez vertes et fraîches ne constituent que l'exception dans la région septentrionale du val de Brénod. Ce qui se dégage du paysage vu du col de Pisseloup est bien plutôt une impression d'âpreté et de rocaille (6). De Brénod à Champdor, c'est un plateau sec et le plus souvent stérile dont l'altitude oscille autour de 840 m. sans varier beaucoup : les dalles fissurées de calcaire valanginien ne portent qu'un maigre gazon quand elles ne sont pas complètement dénudées et parfois lapiazées ; des dolines assez amples s'ouvrent nombreuses et la karstification plus poussée, jointe à l'altitude un peu inférieure, permet de distinguer ce secteur de la combe de Macconod-Florence et de la région située au Nord-Ouest du Montoux, plus élevées et plus fraîches.

Mais, plus encore que les dolines, ce qui frappe dans ce paysage karstifié, c'est la présence de buttes très escarpées, souvent coniques, qui sont disséminées sur le plateau et le dominant de 30 à 40 m., à l'exception de celle qui est située immédiatement au Nord du Montoux et qui, cotée 1010, s'élève à près de 100 m. au-dessus de la combe de Macconod. Si cette butte peut être considérée comme une barre correspondant aux couches verticales du flanc Ouest de l'anticlinal des Moussières respectées par l'érosion, il n'en est pas de même des nombreux pitons qui parsèment le plateau, au Sud et au Sud-Ouest de Brénod, à l'Ouest de Champdor, et qui sont façonnés dans l'Hauterivien et le Valanginien subhorizontaux ou au plus légèrement ondulés par les phénomènes de collapse structure (7). L'aspect de ces sommets comme l'absence totale de vallées hiérarchisées et drainées en dehors de celle, combien insignifiante, de l'Albarine, font que l'on peut considérer ces chicots rocheux comme de petits hums.

Un dernier trait caractéristique du paysage de cette partie du plateau est la présence de replats assez continus qui forment banquettes sur la bordure du val, à l'Ouest de Brénod sur le versant du Molard de l'Orge et à l'Est de Champdor au flanc du Bois de Champdor. (fig. 28). Un peu plus élevés en général que le sommet des buttes signalées plus haut, ces replats sont particulièrement nets au Nord de Corcelles vers les hameaux de Chenalette et de Sur la Côte ; on peut constater en ce point qu'ils recoupent les terrains du Rauracien et de l'Oxfordien, fortement redressés vers l'Ouest jusqu'à l'accident qui limite le bloc synclinal effondré de Brénod-Hauteville. Il s'agit donc bien, au moins ici, de replats d'érosion. Des placages glaciaires

(5) Cet étang réapparaît encore après les périodes de grandes pluies.

(6) Il est à noter que cette partie du val était décrite par J.-B. Martin dans sa thèse sur le Jura méridional (p. 99) parue en 1911 comme « une immense prairie plus ou moins marécageuse ». Il n'y a pas là contradiction, mais plutôt confirmation de l'évolution karstique accélérée observée par les habitants depuis 50 ans. Les lambeaux d'argiles morainiques ou de terra rossa disparaissent et les eaux descendent en profondeur dans les fissures du calcaire mis à nu.

(7) Cf. 1^{re} Partie - Chap. II.

les recouvrent parfois, donnant naissance à des collines aux pentes plus douces qui semblent posées sur ces banquettes, telle la butte conique que la voie du tramway contourne par un lacet accentué avant de s'engager sous le tunnel de Pisseloup. Nous verrons que ces banquettes sont assez significatives et revêtent une certaine importance dans l'interprétation du relief.

La région méridionale.

Si maintenant nous jetons un coup d'œil sur la région méridionale, celle qui s'étend en aval de Lompnes jusqu'à Vaux-Saint-Sulpice, du haut de la cluse de la Pierretaillée qui offre un merveilleux panorama, nous voyons que le paysage a quelque peu changé. On peut distinguer trois catégories de formes (fig. 23 et 40).

Les buttes rocheuses escarpées du type des hums que nous avons observées vers Brénod et Champdor se rencontrent encore ici : On en voit par exemple une immédiatement au Sud d'Hauteville (cote 860) et deux à l'Ouest de Cormaranche. Peut-être sont-elles un peu moins nombreuses que dans la partie amont du val. Remarquons surtout qu'elles présentent une forme assez effilée et allongée Nord-Sud qui évoque d'anciennes forces d'érosion dirigées dans ce sens.

Mais ces buttes ne sont plus les seules hauteurs qui accidentent le fond du val. On constate en effet ici et là la présence de collines aux formes beaucoup plus molles, aux pentes convexes et à l'altitude moins forte, comme celle qui s'élève entre Hauteville et la scierie Trépond et est cotée 820 m. Les matériaux qui la composent sont plus friables et consistent en galets très roulés, enrobés dans de l'argile morainique : il s'agit bien en effet de formes d'érosion sculptées dans les accumulations morainiques rissiennes qui sont ici plus abondantes. On en rencontre aussi à l'Est d'Hauteville, entre l'agglomération et la base du versant Ouest du Planachat, mais à une altitude plus élevée : on soupçonne qu'elles sont ici superposées à des replats de bordure du val, analogues à ceux que l'on rencontre à l'Ouest de Brénod. Notons qu'aucune de ces collines glaciaires ne présente de forme allongée qui pourrait les assimiler à des ôs.

Le troisième élément du relief, le plus original, apparaît au Sud-Est de Nantuy dans la plaine extrêmement plate et marécageuse que draine bien théoriquement le Bief des Vuires (ou de Vondru). Il y a là des prairies humides qui passent par endroits au véritable marais et qui, relativement sèches à certaines époques de l'année, se remplissent d'eau à d'autres moments, après la fonte des neiges et les périodes de longues et fortes pluies, phénomène qui rappelle ce qui se passe dans les creux du bassin de Drom-Ramasse en Revermont. Il s'agit bien entendu de la partie la plus basse du val : l'altitude ne dépasse guère 770 mètres.

Notons enfin, avant de quitter cette section aval du plateau d'Hauteville, qu'au Sud de Vaux Saint-Sulpice, le val, effilé en pointe, est verrouillé par une barre de calcaire valanginien qui porte le Bois de Montpellas et domine de peu deux seuils, situés de part et d'autre vers 850 m., celui de l'Est étant emprunté par la route de Cormaranche à Thézillieu. Il est à remarquer que des dépôts glaciai-

res anciens, mindéliens ou rissiens, sont plaqués au Nord et au Sud sur cette barre, ce qui prouve l'ancienneté du creusement en ce point : celui-ci remonte au moins à la fin du Pliocène. On constate aussi que, par son altitude, cette barre peut être mise en relation avec les buttes rocheuses du type hum observées sur le plateau-val et peut-être même avec les replats qui apparaissent sur certaines bordures du val tandis que la faiblesse de la dénivellation entre le sommet de la barre et les seuils semble témoigner d'un creusement relativement récent de ceux-ci. Toutes ces remarques devront jouer leur rôle dans l'interprétation du relief.

La région centrale.

Entre ces deux sections, amont et aval, la partie médiane qui s'étend entre Champdor et Lompnes et se prolonge au Sud-Ouest jusqu'au hameau de Nantuy fait transition. Elle ressemble encore à la région de Brénod et diffère par suite de celle d'Hauteville par l'étendue des surfaces calcaires dépouillées de toute couverture argileuse ou caillouteuse et souvent lapiasées et criblées de dolines. Près de La Ragiaz, en bordure de la route de Corlier à Hauteville, on trouve des lapiez très évolués, profonds de 0 m. 50 à 0 m. 80 et qui ne paraissent pas pouvoir être attribués à la seule période karstique actuelle ; et l'on pourrait multiplier les exemples. Les Bois Vesoul et de Ponciaz, entre Champdor et Lompnes, constituent d'après plateaux stériles où les dalles valanginiennes sont presque partout à nu et creusées de très nombreuses dolines et ouvalas, eux-mêmes criblés d'entonnoirs qui boivent avidement les eaux de pluie. C'est d'ailleurs dans cette section de son cours que l'Albarine s'assèche complètement pendant la plus grande partie de l'année. Ce secteur intermédiaire ressemble aussi au val de Brénod proprement dit par la présence de buttes aux versants raides, véritables hums, que l'on rencontre surtout entre les deux routes de Champdor à Lompnes et qui sont mal figurées sur la carte topographique au 1/80.000^e (Nantua S.O.). Remarquons en passant les aplanissements peu étendus mais très nets qui s'inscrivent sur les sommets de ces buttes ; s'ils correspondent parfois à des couches subhorizontales ils recoupent souvent des terrains dont les pendages divers s'expliquent par les phénomènes de la collapse structure : ils peuvent avoir par suite une signification morphologique que nous essaierons bientôt de dégager.

Mais s'il existe ainsi des ressemblances entre la partie médiane du val et la partie amont il est entre les deux régions une différence importante qui consiste dans l'encaissement des vallées. Le fait est déjà visible pour la vallée de l'Albarine qui commence à s'encaisser en aval de Champdor et fait figure d'une petite gorge à hauteur de la Grange du Gourd. On y remarque la présence de petites terrasses modelées dans des lambeaux de matériel morainique, évidemment très différentes des replats que l'on a observés sur les bordures du val. Ces terrasses horizontales, dont l'altitude relative au-dessus du thalweg ne dépasse pas une quinzaine de mètres, sont évidemment récente (Inter-Glaciaire Riss/Würm ou même encore plus récentes) et paraissent avoir été façonnées en fonction du niveau d'un lac qui a dû occuper temporairement la partie méridionale du

val, à l'abri d'un remblai morainique. L'encaissement des vallées et par suite l'isolement des petits plateaux karstifiés et boisés dont il a été question plus haut se font aussi sentir plus à l'Ouest, en particulier dans la longue suite de vallées sèches que l'on peut suivre depuis la Grange du Gourd jusqu'au ravin de Charabotte et dans lesquelles J.B. Martin a vu un ancien cours de l'Albarine. Il y a donc eu indéniablement dans cette région une reprise d'érosion qui semble avoir été l'œuvre de cours d'eau subaériens plus puissants que les écoulements actuels, car on ne saurait attribuer ce creusement à la maigre et intermittente Albarine.

L'évolution morphologique du plateau-val.

Au début de cette évolution sans doute peut-on placer le drainage Est-Ouest que l'on a cru pouvoir reconstituer, se dirigeant du Retord vers la région de Cerdon, et la basse plaine de l'Ain. Cet écoulement subaérien dont l'existence ne peut être démontrée de façon absolue a pu contribuer à démanteler l'anticlinal des Moussières et à creuser la partie amont du synclinal de Brénod ; il est vraisemblable en outre qu'un cours d'eau affluent, utilisant le synclinal Brénod-Hauteville et dirigé du Sud vers le Nord commençait à affouiller une dépression, figurant ainsi le plateau-val actuel et surtout préparant la voie, par le hiatus d'érosion ainsi créé, au double déversement des anticlinaux de bordure et à la tectonique « en blague à tabac » qui caractérise cette région (8). On peut penser que ce drainage Est-Ouest avec affluent Sud-Nord apparu peu avant le Pontien (Vindobonien ?), au moment où les blocs, en particulier le Retord, émergeaient définitivement de la mer molassique et basculaient vers l'Ouest, s'est maintenu au début du Pontien, au cours des premières phases des mouvements qui ont marqué cette période.

Mais à la fin du Pontien les conditions paraissent s'être modifiées complètement et le drainage a subi alors un changement d'orientation radical. Les plissements et jeux du socle qui ont atteint alors leur paroxysme ont en effet accentué les blocs synclinaux, en même temps que les anticlinaux se trouvaient exaltés. Un cloisonnement s'en est suivi, rendant le drainage longitudinal prépondérant. On peut penser que les replats observés en certains points des versants du val représentent des témoins de cette ancienne vallée qui remonte au début du Pliocène. Etant donné les complications tectoniques et les déversements qui se sont produits à la fin du Pontien sur les bords du bloc effondré, on ne peut dire que ces replats sont polygéniques et remanient des témoins de vallées pré-pontiennes. Il est certain en revanche que le val du Pliocène inférieur a été préparé dans son ensemble par l'affouillement opéré sans doute après le Vindobonien.

Mais, si l'on peut reconstituer ainsi un premier stade de creusement du val d'Hauteville, il est beaucoup plus difficile de préciser quel était le sens du drainage et par quel exutoire s'échappait le

(8) Cf. les divers travaux de M. Glangeaud, déjà cités, relatifs à la tectonique jurassienne.

cours d'eau ancêtre de l'actuelle Albarine. Les renseignements fournis par l'altitude des replats de bordure manquent en effet de précision ; cette altitude ne décroît pas régulièrement dans un sens ou dans l'autre. Sans doute doit-on tenir compte des placages glaciaires ultérieurs qui faussent les données fournies en surélevant artificiellement les banquettes : c'est ce qui se produit manifestement pour les replats de 930-940 m. qui sont sculptés à l'Est de Champdor vers La Palud ; si l'on fait abstraction du glaciaire ancien qui les recouvre, on peut considérer que l'altitude de la roche en place ne doit guère dépasser 900 m. En dépit de ce correctif que l'on doit apporter à l'observation, il est malaisé de se prononcer. Si l'on considère toutefois la remontée accentuée des altitudes vers l'extrême Nord du synclinal, au Nord du Pré de Joux, et l'absence de vallée véritable débouchant aux Neyrolles sur la cluse de Nantua, il paraît exclu qu'un drainage continu Sud-Nord ait parcouru le val de Brénod-Hauteville au début du Pliocène.

On est alors tenté de voir dans l'actuelle vallée de l'Arène qui débouche à Virieu-le-Grand sur le Bas-Bugey l'exutoire du cours d'eau qui aurait drainé le val d'Hauteville au Pliocène inférieur. Diverses observations semblent à première vue faire pencher en faveur de cette interprétation. En premier lieu l'orientation du val de Thézillieu, situé au Sud/Sud-Est du val d'Hauteville, et qui en paraît le prolongement naturel tout comme la vallée de l'Arène incite à penser que le cours d'eau qui drainait le val a dû, à ce stade de creusement, emprunter cette voie. On peut remarquer en second lieu que l'axe synclinal se poursuit au Sud de Vaux Saint-Sulpice, marqué par la présence de lambeaux crétacés à Sainte-Blésine, à Ponthieu et plus au Sud : il y a là une gouttière structurale, mise en évidence par la carte structurale du Jura du Général de la Noë et de Margerie et sur laquelle J.B. Martin avait attiré l'attention [113] ; les eaux ne pouvaient manquer d'en profiter. Il faut signaler enfin que le fond pré-glaciaire du val de Thézillieu, jalonné par les affleurements de roche en place débarrassée des accumulations morainiques qui élèvent artificiellement l'altitude, se relie aisément aux replats de bordure du val d'Hauteville et reflète un abaissement régulier des altitudes vers le Sud/Sud-Est : 900 à 870 m. au-dessus de Brénod et Hauteville, 850 m. aux seuils entourant le Bois de Montpellas au Sud de Vaux Saint-Sulpice, 840 m. environ à Sainte-Blésine, 770 m. au Sud de Ponthieu. On constate en outre, à 1 km. en aval de ce hameau, une nette rupture de pente dans le thalweg de l'Arène qui semble bien être d'origine cyclique. Il est donc possible qu'une vallée continue ait existé au début du Pliocène depuis le Nord de Brénod jusqu'à Virieu-le-Grand. A ce même système de formes aurait appartenu la vallée, maintenant sèche, de Longecombe-Lavant-Les Catagnolles : on remarque en effet que, si le drainage, d'ailleurs intermittent, s'opère aujourd'hui vers le Nord par l'intermédiaire du ravin de Merdaret, de Longecombe et Dergit aux Catagnolles les altitudes s'abaissent vers le Sud/Sud-Est, témoignant d'anciens écoulements dirigés vers le val de Thézillieu.

On peut se demander toutefois si ce drainage continu vers le Sud a bien été réalisé effectivement ou du moins s'il n'a pas été

éphémère ou même s'il n'a pas coexisté avec d'autres directions et d'autres formes de drainage. Une remarque tectonique s'impose d'abord : loin d'être largement ouvert vers le Sud comme le Valromey le synclinal de Brénod-Hauteville, de par sa forme losangique, présente à Vaux-Saint-Sulpice un étranglement qui ne pouvait évidemment favoriser l'érosion. En outre la carte structurale du Général de la Noë et de Margerie indique un ensellement des couches vers Nantuy et Chaley, juste à l'emplacement de la gorge actuelle de l'Albarine : J.-B. Martin lui-même [113] a insisté sur ce fait. Sans doute paraît-il raisonnable de le suivre quand il dit que cet accident « a grandement aidé la production des phénomènes karstiques, mais qu'il ne paraît pas qu'il ait directement contribué à faire sortir l'Albarine de sa voie originelle ». La gorge de Nantuy à Charabotte ne renferme aucune trace de vallée ancienne plus élevée que le fond actuel et drainée à l'air libre ; comme nous le verrons plus loin elle a tous les caractères d'un canyon calcaire avec sans doute effondrement de la voûte.

Mais on est moins sûr que la vallée, maintenant sèche mais si nettement sculptée, que l'on peut suivre de la Grange du Gour d à La Bertinière entre le Bois de l'Éculaz et le Bois de Ponciaz soit aussi récente que J.B. Martin [113], qui en a signalé l'existence, le dit : il pense en effet que cette vallée n'a été empruntée par l'Albarine qu'« avant les dernières manifestations glaciaires » donc avant le Würmien. On y trouve cependant, vers Le Puiset et Les Serraz, sous des blocs morainiques peu émousés, des cailloutis très aplatis qui rappellent les formations pliocènes de la région de Jujurieux et des sables fluviatiles ; les cailloutis sont en outre identiques à ceux que M. Cholley [93] a observés dans les tranchées du système d'adduction d'eau de Champdor et qu'il considère comme pliocènes. Il n'est donc pas impossible que le drainage continu vers le Sud, s'il a jamais existé, ait été vite interrompu et que le cours d'eau venant de Brénod ait emprunté ce chenal du Puiset pour déboucher à Charabotte dans la gorge actuelle de l'Albarine. Il faut convenir certes que l'on ne trouve pas sur les versants de celle-ci de témoins d'anciens stades de creusement ; mais l'érosion glaciaire, active ici, et la présence d'immenses éboulis périglaciaires ont pu oblitérer ces traces ; d'ailleurs une nette rupture de pente sans rapport avec la structure apparaît vers 750 m. dans le haut vallon de Charabotte, à l'endroit où la route acrobatique de Lacoux à Charabotte le franchit pour la première fois. Il y aurait eu ainsi dès cette époque, donc au cours du Pliocène inférieur, fragmentation du drainage à hauteur de Vaux Saint-Sulpice et formation d'un ruisseau Sud-Nord affluent du cours d'eau principal et ancêtre de l'actuel Bief de Vuires (ou de Voudru). Cette conception aurait l'avantage d'expliquer la remontée des altitudes vers le Sud qui affecte certains replats situés à l'Est d'Hauteville et au Sud-Est de Cormaranche : le renversement du drainage vers le Nord justifierait alors ce remaniement.

En outre il est probable que dès le début du Pliocène un drainage souterrain a coexisté avec ce drainage à l'air libre et la dissolution chimique avec l'érosion de type normal. La profondeur moins accentuée du bloc synclinal d'Hauteville par rapport au Valromey

et à la Combe du Val y rendait déjà précaire le maintien d'un drainage subaérien. Mais, au fur et à mesure que les débris arrachés aux monts soulevés au Pontien étaient évacués des dépressions voisines, Valromey et surtout Combe du Val, l'appel au vide devait s'exercer plus impérieusement et les infiltrations se multiplier dans le val d'Hauteville. Il est ainsi évident qu'avec l'abaissement de la surface de remblaiement observée à l'Ouest dans la Combe du Val le soutirage du plateau d'Hauteville s'amorçait, sans avoir l'ampleur qu'il allait connaître dans les périodes suivantes. L'isolement du val commençait. Remarquons enfin qu'outre les replats de bordure, les sommets aplanis des buttes observées à l'intérieur du val peuvent être des témoins de l'ancien val façonné au début du Pliocène car l'altitude plus basse de ces sommets peut s'expliquer par leur position au milieu du val, en un lieu d'érosion maximum. Mais, comme nous allons bientôt le voir, cette interprétation est sujette à critique et les sommets de ces buttes peuvent témoigner d'un autre stade de creusement.

Si le val de Brénod-Hauteville semble bien avoir été drainé et affouillé par un cours d'eau subaérien d'abord dirigé vers le Sud et peut-être ensuite vers le Sud-Ouest au début du Pliocène, s'il était ainsi alors relié normalement aux vallées maîtresses du Jura et en particulier au Rhône pliocène et si les phénomènes karstiques commençaient seulement à se manifester sur une petite échelle, il n'en fut plus de même dès la fin du Pliocène. Deux faits ont alors contribué à modifier complètement le système d'érosion qui régnait sur le plateau d'Hauteville. D'une part au Pliocène supérieur le Jura a subi un soulèvement d'ensemble, d'autant plus sensible que l'on se rapproche de la haute chaîne orientale, en même temps que se produisaient encore des phénomènes de plissement limités en intensité et en étendue. D'autre part — et ce deuxième fait est évidemment intimement lié au précédent — les dépressions voisines, Valromey à l'Est, Combe du Val à l'Ouest, d'abord encombrées par les débris arrachés aux monts à la suite des mouvements paroxystiques du Pontien, se sont trouvées presque débarrassées du remblaiement pliocène grâce à une érosion accélérée par le soulèvement finipliocène ; le nouveau remblaiement consécutif aux mouvements de la fin du Tertiaire a dû toujours être inférieur aux forces d'érosion car ces vallées synclinales, le Valromey surtout, étaient largement ouvertes sur les artères maîtresses de drainage et bien reliées au réseau hydrographique général.

Il était loin d'en être de même dans le val de Brénod-Hauteville. S'il s'est maintenu à un niveau élevé, si la reprise d'érosion s'est accompagnée d'une transformation radicale du système d'érosion, c'est à cause des particularités tectoniques du synclinal qui lui correspond. Nous avons vu qu'il s'agit d'un synclinal losangique, presque verrouillé vers le Nord où il n'a guère plus de 200 m. de large avant de subir une torsion vers le Nord-Est à hauteur des Neyrolles, et aussi vers le Sud à hauteur de Vaux Saint-Sulpice. En outre le bloc synclinal — car il s'agit d'un morceau du socle ayant toujours eu tendance à être déprimé — n'a jamais été aussi effondré, aussi accentué que le bloc synclinal du Valromey et que le synclinal

plus étroit de la Combe du Val. Voilà deux caractères qui rendaient improbables une reprise d'érosion normale et un grand affouillement du val comparable à celui que subissaient les dépressions voisines. Aussi est-ce du Pliocène supérieur que l'on peut dater l'isolement du val d'Hauteville à l'écart du drainage normal et sa transformation en un plateau perché au-dessus des vallées voisines. C'est à cette époque que les eaux courantes, sollicitées par l'appel au vide créé par le creusement des autres dépressions, se sont infiltrées en profondeur et que les cours d'eau ont cessé de trouver un exutoire à l'air libre vers le Sud ou plus probablement vers le Sud-Ouest.

Le Valromey n'a pas dû d'ailleurs jouer un grand rôle dans ces phénomènes de capture souterraine car l'importante chaîne de Cormaranche-Planachat opposait de ce côté un obstacle majeur. Au contraire à l'Ouest le chaînon du Molard de l'Orge, bien moins large et bien moins exalté, accidenté de décrochements qui sont autant de points faibles, n'était pas une barrière infranchissable aux remontées d'érosion et les ravins actuels de Meyriat, d'Outriaz, du Bief-Chaleyriat ont dû fonctionner à cette époque comme autant de lieux de soutirage des eaux pour le haut plateau d'Hauteville. Il ne faut pas oublier bien entendu la vallée de Chaley-Tenay, probablement esquissée à l'époque précédente et bien reliée au torrent qui, à la fin du Pliocène, a creusé la cluse des Hôpitaux sans doute très près de son niveau actuel. C'est même vraisemblablement dans les calcaires tout crevassés du Valanginien et du Jurassique supérieur de la région de Nantuy que s'engouffrait la majeure partie des eaux tombées sur le plateau qui ont pu cheminer pendant un temps dans un conduit souterrain jusqu'à la vallée de Charabotte, avant de réapparaître à l'air libre par effondrement de la voûte du chenal.

C'est en fonction de ces exutoires souterrains que l'érosion karstique agissait, transformant l'ancien val normalement drainé vers l'extérieur en un véritable polje dont le fond était inférieur au niveau actuel. On trouve en effet dans les dépressions, en particulier à l'Est du Montoux et au Sud-Ouest de Champdor, sous le revêtement morainique peu épais ou parfois même à l'air libre, des cailloutis émoussés, aplatis et à trois faces plutôt que véritablement roulés, qui paraissent plutôt fluviaux que glaciaires en dépit de l'étiquette qui leur est attribuée par la carte géologique (feuille de Nantua) et qui, selon M. Cholley, sont d'âge pliocène. C'est l'époque où se trouvèrent isolés les nombreux pitons rocheux, véritables hums, qui parsèment toute l'étendue du plateau-val. La disposition même de ce dernier évoque irrésistiblement celle des grands poljes yougoslaves actuels. Comme dans le Popovo polje on peut y distinguer trois niveaux : un niveau supérieur vers Brénod formé surtout de dalles rocheuses recouvertes seulement par endroit d'une fine pellicule de débris et où les vallées sont à peine marquées, niveau qui ressemble à la Suma du polje yougoslave ; un niveau intermédiaire, entre Champdor et Lompnes, dans lequel les vallées s'encaissent entre les plateaux desséchés, et qui n'est pas sans analogie avec le Lug ; enfin, à l'aval, une région plate, marécageuse, remplie d'alluvions ou comme dans le Popovo proprement dit, se voit apparaître et disparaître un lac intermittent selon que les conduits souterrains

se trouvaient gorgés d'eau ou au contraire la buvaient avec avidité. Les débris dus à la dissolution chimique des calcaires qui n'ont pu être complètement évacués par des conduits souterrains dont le nombre et les dimensions ne sont pas comparables à ceux du Karst yougoslave empâtent encore les creux et marquent le fond du polje ; ce sont eux que la carte géologique englobe abusivement sous la dénomination de « glacière local » (Gl.).

Un problème reste en suspens : nous avons remarqué que nombre de buttes rocheuses qui surgissent au milieu du plateau-val possèdent un sommet aplani, le plus souvent sans rapport avec la structure ; faut-il voir dans ces aplanissements des témoins du fond de l'ancien val normalement drainé du Pliocène inférieur, analogues en somme aux replats de bordure un peu plus élevés dont nous avons parlé ? Faut-il au contraire voir en eux des traces d'un stade de creusement du polje tel qu'il s'en produit dans l'affouillement des dépressions karstiques ? Il est difficile de se prononcer. En tout cas l'importance des dénivellations entre le sommet de ces hums et le fond actuellement visible du polje comme l'ampleur des phénomènes karstiques (lapiez, dolines et ouvalas) interdisent d'attribuer au Karst actuel le creusement du polje et de voir dans les sommets aplanis des hums des témoins du fond de la dépression fini-pliocène.

Qu'advint-il par la suite de cette région isolée au milieu des chaînes bugistes et des profondes vallées normalement drainées ? Occupé par la calotte glacière mindélienne et rissienne et peut-être par les langues glaciaires locales issues des sommets voisins (quoique l'existence de celles-ci soit controversée), le polje a été en quelque sorte fossilisé par les glaces et les moraines qu'elles abandonnaient. Mais les périodes inter-glaciaires, surtout Riss/Würm, et la phase très humide qui a immédiatement suivi la dernière glaciation ont connu des écoulements vigoureux qui travaillaient à démanteler les matériaux morainiques imperméables masquant la roche en place. Parfois ces torrents ont dû aboutir à des lacs éphémères occupant la partie aval à l'abri de remparts morainiques : c'est sans doute en rapport avec ces niveaux de base lacustre inter-glaciaires et post-glaciaires que se sont élaborées les terrasses exiguës modelées dans la moraine que l'on observe entre Champdor et Lompnes dans la vallée de l'Albarine. Parfois les lacs se vidaient et les torrents trouvaient un exutoire vers l'extérieur, qu'il s'agisse de cours épigéniques aujourd'hui abandonnés (Le Cruchon, Cléon, Grange Goyet ?) ou d'anciens passages retrouvés tels que le chenal Grange du Gourg-La Serraz-Charabotte, comme le concevait J.-B. Martin, ou bien encore la voie du Sud par Vaux Saint-Sulpice où les deux seuils aux formes vives qui entourent le Bois de Montpellas peuvent avoir été remaniés par de tels écoulements. Les issues du Sud-Ouest ont dû être les plus fréquemment empruntées et c'est finalement par là que s'échappe l'actuelle Albarine, bien maigre héritier de ces torrents au débit abondant : on remarque en effet que les moraines, encore abondantes au pied du Planachat, ont disparu de la partie occidentale du val où abondent les plateaux desséchés et les dalles bien râclées. Ainsi s'est réalisé en majeure partie le déblaiement des

matériaux, glaciaires et très probablement aussi pliocènes, qui masquaient la roche en place et ainsi s'est trouvé exhumé un Karst pliocène fossile qui constitue l'essentiel du paysage actuel du plateau d'Hauteville.

Mais, au fur et à mesure que ce déblaiement se poursuivait, les issues des conduits souterrains se trouvaient désobstrués et le drainage subaérien était de nouveau en danger, d'autant plus que la phase climatique actuelle, encore qu'assez humide dans le Jura, est plus sèche que la période immédiatement post-glaciaire. Aussi assiste-t-on actuellement à une reprise marquée du Karst: on a vu combien était illusoire le drainage du val par l'Albarine, souvent disparue dans les fissures de son lit; la cascade de Nantuy est souvent à sec et ce sont des résurgences, jaillissant au contact d'un banc plus marneux bien visible sur les versants de la gorge de Nantuy à Charabotte, qui collectent les eaux enfouies dans le val et assurent en permanence de l'eau à la section moyenne du cours de l'Albarine de Chaley à Ambérieu. On voit aussi de nos jours des lapiez de dimensions plus modestes recommencer à évoluer et des entonnoirs s'ouvrir dans les champs au moment des labours, comme cela est arrivé en 1950 vers la Serraz. La reprise du Karst est moins visible dans les parties hautes car les placages plus ou moins imperméables sont ici plus abondants et l'indigence de l'Albarine et de ses affluents, toujours menacés par les pertes, est telle que le transport de ces débris vers l'aval ne se fait que d'une manière irrégulière et faible. Mais au Nord-Ouest, la remontée d'érosion opérée par le profond ravin de Meyriat à partir de la Combe du Val beaucoup moins élevée menace dangereusement le drainage subaérien du val de Brénod et M. Cholley avait déjà noté [93] que le ruisseau de Meyriat opère un soutirage actif de la partie amont du val.

Le plateau-val de Brénod-Hauteville, à peu près isolé des attaques de l'érosion récente et figé par la karstification, a bien entendu constitué un niveau de base pour les morsures de l'érosion qui s'est attaquée aux chaînes voisines; si cette érosion s'est parfois exercée par l'entremise de cours d'eau et du ruissellement subaérien, elle a surtout été de type karstique et elle a produit la plupart de ses effets dans un passé assez lointain, antérieur aux glaciations: nous verrons en effet que le paysage dans son ensemble doit plus à une phase antérieure de karstification qu'à la dissolution chimique actuelle. Aussi est-il légitime dans le cadre de cette étude du Karst pliocène bugiste, d'examiner l'évolution morphologique de type spécial qu'ont connue les chaînes bordières du plateau d'Hauteville en liaison avec celui-ci.

b) *Les chaînes bordières du plateau-val d'Hauteville (9).*

Le Molard de l'Orge.

L'évolution n'a pas été identique dans les deux chaînes qui bordent le val car l'altitude et le volume montagneux de ces deux lignes

(9) Cf. 1/80.000° : Nantua N. O., S.O. et N.E. — 1/50.000° : Nantua et Saint-Rambert.

de hauteur sont assez différents. A l'Ouest, la chaîne du Molard de l'Orge (fig. 28) dépasse à peine 1.000 m., et, vers le Sud, à hauteur de Lompnes, cette altitude va encore décroissant. Aussi a-t-elle offert moins de prise à la dissolution chimique car l'appel au vide y a toujours été moins prononcé et surtout porte-t-elle des traces plus nombreuses d'érosion normale, réalisées par le drainage subaérien à une époque qui remonte au moins au début du Pliocène. L'examen des altitudes, des aspects de la topographie comme des cailloutis fluviaux rencontrés dans les vallons incite à penser que la combe oxfordienne qui creuse longitudinalement la chaîne a été esquissée au début du Pliocène par des écoulements dirigés vers l'Est et reliés au val pliocène, écoulements dont on a décelé des témoins sur les bordures du plateau-val, vers 900 m. ; il en subsiste des seuils, maintenant suspendus, au hameau du Molard de l'Orge, au N.-W. de Brénod, et au Cruchon, au S.-W. de Corcelles. Mais ce drainage a dû être assez éphémère : au Nord en effet l'appel de la Combe du Val, peu à peu débarrassée de ses matériaux de remblaiement, se faisait sentir, d'autant plus que le pendage des terrains vers l'Ouest favorisait les ruz partis à l'assaut de ce versant occidental ; au Sud, c'est le profond vallon de Lacoux-Charabotte, déjà probablement utilisé par l'Albarine, qui attira vite le drainage, si l'on en juge par l'altitude décroissante vers le Sud des seuils qui séparent les dépressions fermées que l'on observe entre Grange Goyet et La Bertinière. Au contraire, au Sud-Est du col de la Berche et au Sud du Bois du Croz (fig. 40), on peut reconstituer, grâce aux seuils qui séparent de très nombreux ouvalas dont le plus important est occupé par le hameau de La Ragiaz, un système de drainage dirigé vers le Sud-Est, c'est-à-dire vers la partie aval du plateau d'Hauteville ou, si l'on admet le passage de l'Albarine de la Grange du Gour d à Charabotte, vers cette ancienne vallée de La Serraz.

Nous venons de faire à plusieurs reprises mention de nombreuses dépressions fermées. En effet, ces vallées anciennes ont été désorganisées par la karstification en même temps que le val d'Hauteville et en liaison souterraine avec le polje qui se creusait à l'emplacement de ce val au Pliocène inférieur, après les mouvements de surrection qui ont exacerbé l'érosion karstique. On vient de voir que, du col de la Berche au val d'Hauteville proprement dit, la route traverse une série de dépressions fermées qui ne font que prolonger le dédale de creux et de bosses qui crée un paysage tout à fait anarchique entre Le Cruchon et le Bois de l'Eculaz. L'ampleur de ces formes karstiques interdit de voir en elles le produit de la seule phase actuelle de dissolution du calcaire. Si nous revenons maintenant à l'Ouest du col de la Berche, nous constatons que, vers Grange Goyet, mis à part le petit ravin étroit par lequel le ruisseau s'échappe aujourd'hui vers le Nord-Ouest et sur lequel nous reviendrons dans un instant, la longue vallée monoclinale qui vient de Cléon est une véritable vallée aveugle : on constate en effet que, de Grange Goyet, les altitudes remontent dans deux directions, d'une part vers le N.-W., d'autre part vers le S.-E., en direction de la route de Corlier à Hauteville. C'est la preuve d'une complète désorganisa-

tion du drainage de cette combe, contemporaine de la karstification du val de Brénod-Hauteville.

Les glaces quaternaires ont bien entendu ensuite envahi ces dépressions et y ont abandonné leurs moraines qui recouvrent les cailloutis fluviaux que l'on peut parfois observer dans les sablières et entonnoirs; si ces dépôts morainiques sont parfois absents, par exemple dans la vallée de Cléon (10), c'est sans doute que de puissants écoulements post-glaciaires, attirés par la vallée profonde de l'Albarine, en ont assuré l'évacuation. Il est probable en effet qu'à cette époque plus humide le drainage s'est de nouveau réalisé en direction du Sud, vers le vallon de Charabotte, reconstituant ainsi le système d'écoulement du début du Pliocène; mais avec la période actuelle plus sèche et au fur et à mesure que l'épaisseur des dépôts semi-imperméables diminuait, la karstification a repris en maints endroits, caractérisée par l'apparition d'entonnoirs et de dolines de petites dimensions; un de ces entonnoirs s'est ainsi brusquement creusé dans un champ en 1950 entre Le Puiset et La Serraz. En outre, là où un ruisseau s'est maintenu, il semble bien qu'il y ait eu phénomène de capture à Grange Goyet au profit du Borrey qui draine la Combe du Val. On observe en effet un coude brusque du ruisseau qui change de direction pour se diriger vers le Nord-Ouest et un léger encaissement en aval de ce coude qui succède à une région marécageuse où l'écoulement est assez indécis. Il s'agit vraisemblablement d'une capture post-glaciaire, opérée par l'affluent du Borrey qui profite de la dénivellation de 120 m. séparant ces hautes vallées de la plaine d'Izenave. Mais ce drainage à l'air libre ne saurait se maintenir longtemps: les dépôts superficiels sont peu épais, la roche en place fissurée pointe ici et là et déjà des infiltrations se produisent aux alentours de Grange Goyet; le Karst reprend ses droits.

La chaîne du Planachat.

A l'Est du val d'Hauteville la longue chaîne (fig. 23 et 40) qui porte le nom de Forêt des Moussières, puis de Planachat et enfin de Forêt de Cormaranche au Sud, dresse ses sommets à plus de 1.200 mètres, donc à près de 450 m. au-dessus du plateau-val. Large en outre de 2 à 3 km. et pratiquement sans coupure depuis le col de la Cheminée jusqu'au col de la Lèbe, elle devait offrir une proie facile à l'érosion karstique plus ou moins préparée par les attaques du drainage subaérien. Remarquons enfin qu'en raison de la faiblesse tectonique présentée par le flanc occidental de l'anticlinal déversé sur le bloc effondré d'Hauteville, la chaîne est moins massive de ce côté et c'est surtout à partir du plateau d'Hauteville que l'attaque a été menée (11).

Pour exposer quelle a été la part de la karstification pliocène dans l'évolution de la montagne de Cormaranche-Planachat, force

(10) Il faut remarquer toutefois à ce sujet que la carte géologique n'indique pas tous les placages.

(11) Carte géologique au 1/80.000^e, feuille de Nantua — 1/80.000^e : Nantua (les quatre quarts) — 1/50.000^e : Nantua et Saint-Rambert.

est bien de retracer brièvement cette évolution qui a comporté des phases d'érosion normale alternant avec des périodes où la dissolution chimique l'a emporté. Il s'agit d'une chaîne très burinée par l'érosion dans son ensemble, sauf toutefois à son extrémité méridionale où elle est plus massive. Les combes y sont nombreuses, et non plus seulement les combes monoclinales sur les versants des monts, — ce qui est fréquent dans le Jura —, mais les combes centrales qui laissent apparaître dans leur noyau des terrains parfois aussi anciens que le Bajocien, comme c'est le cas à N.-D. de Mazière. Des encoches non moins nombreuses, tels les cols de Valorse et de la Rochette, échancrent les crêts de bordure et parfois même c'est une demi-cluse, fortement entaillée, qui livre passage à un torrent, comme à la Pierretailée. Enfin l'aspect du relief des combes révèle une origine et un façonnement complexes: on y remarque des traces d'une reprise d'érosion récente et surtout le plus souvent une karstification avancée qui est venue troubler l'évolution de ces dépressions.

Les combes ont été évidées à partir d'une surface d'érosion qui a raboté l'anticlinal et dont il est possible de relever des traces. On voit en effet les sommets des crêts souvent aplanis trancher nettement les terrains redressés (12); on remarque, au Nord du col de Cuvillat, des hauteurs pyramidales à bords raides qui semblent être des monadnocks témoins de cette haute surface et qui ressemblent en tous points à ceux que l'on observe dans le massif de Portes, au Nord-Ouest du Molard de Don; on doit signaler surtout les beaux aplanissements du Planachat où le mont se transforme en un véritable plateau, auquel le nom lui-même fait allusion. Au Sud, mise à part l'échancrure du col de la Lèbe, la forêt de Gervais présente aussi de larges surfaces aplanies. Ces hautes surfaces sont jalonnées ici et là par des dépôts d'argiles épaisses, le plus souvent rougeâtres, parfois jaunâtres ou verdâtres, qui paraissent distinctes de la terra-rossa qui se forme de nos jours. On en rencontre ainsi dans des creux situés au Nord-Ouest du col de Cuvillat et à la Roche Samuel où M. Cholley [93] avait déjà signalé leur existence (13).

Ces dépôts sont-ils semblables au Sidérolithique que l'on rencontre par places sur le versant occidental du Molard de Don et sur le plateau de Crémieu? ou sont-ils des témoins d'un karst fossile remontant seulement au Pliocène, époque dont le climat autorise à parler de karstification? Il est difficile de se prononcer sur les seuls dépôts observés. On peut dire en revanche, d'après ce que l'on sait de l'histoire tectonique du Bugey, qu'il est improbable, pour ne pas dire impossible, que l'on se trouve en présence d'aplanissements pré-pontiens originels car les bouleversements tectoniques du Pontien les ont certainement dérangés en même temps qu'ils les soulevaient. Il est plus vraisemblable que ces anciennes surfaces ont été fortement remaniées par l'érosion du Pliocène et, si l'on veut bien

(12) Il en est ainsi des sommets situés au Sud du col de la Rochette et de la boucle de crêts qui aboutit au Planachat.

(13) On note aussi la présence sur la boucle de crêts conduisant au Planachat d'une argile rougeâtre dans laquelle sont emballés des galets roulés et aplatis formés eux-mêmes d'une argile jaunâtre durcie.

considérer l'altitude relative assez grande de ces sommets au-dessus des dépressions voisines, on arrive à la conclusion que c'est surtout le Karst pliocène qui est responsable de ces aplanissements et qui a fortement retouché les surfaces oligo-miocènes: c'est une nouvelle marque de polygénisme dont on a de nombreuses preuves dans le Bugey. Ces surfaces karstiques seraient d'ailleurs contemporaines du creusement des combes entaillées dans la chaîne que nous allons maintenant examiner, suivant un processus qui a été mis en lumière à propos de l'étude du Retord, du Molard de Don et du massif de Portes.

Entre le col de la Cheminée et celui de la Lèbe la montagne est creusée ici et là par des encoches suspendues, en général assez étroites, et par des combes un peu plus profondes. Nous ne reviendrons pas sur l'échancrure plus basse du col de la Cheminée dont on a exposé un peu plus haut l'origine lointaine et la genèse complexe. Nous examinerons maintenant les autres formes de creusement qui ont une origine bien différente et qui sont aujourd'hui suspendues au-dessus des dépressions voisines. C'est déjà le cas de la combe de Cuvillat, entaille relativement peu importante, déjà assez karstifiée, mais qui conserve cependant encore une liaison intermittente avec le Valromey par l'intermédiaire d'un torrent souvent asséché. Cette entaille est en effet constituée par une grande dépression située entre deux cols et qui serait fermée, n'était le petit ruisseau qui prend naissance dans sa partie orientale au milieu d'un dédale de monticules ébouleux façonnés dans l'Oxfordien friable et qui se fraie un passage vers le Valromey par un ravin, parfois à sec il est vrai. Vers l'Ouest au contraire, le col n'est échancré par aucune coupure. Mais la dépression creusée est assez élémentaire car, au Nord comme au Sud, le sol remonte rapidement vers un large plateau qui constitue ici l'essentiel de la chaîne et qui n'est dominé de place en place que par les buttes pyramidales à bords raides auxquelles il a été fait allusion plus haut. Il n'y a donc pas eu ici développement d'une grande combe orientée Nord/Sud, comme cela s'est produit plus au Sud, de Valorse au Planachat. En outre, la liaison avec l'extérieur se fait non pas vers l'Ouest, comme c'est le cas pour la combe de Mazière, mais vers l'Est en direction du Valromey.

Si l'on essaie de reconstituer l'évolution morphologique de cette entaille on peut concevoir que, succédant peut-être à une esquisse de creusement vindobonien réalisée dans des aplanissements oligo-miocènes qui ont raboté presque toutes les voûtes bugistes, l'érosion du Pliocène inférieur, liée à la surface de remblaiement existant en Valromey à cette époque, a fait le principal. Mais au fur et à mesure que le val a été déblayé, surtout à la fin du Pliocène, la combe s'est trouvée par là-même suspendue et a connu une première phase de karstification qui a accentué le creusement. Cependant, la dissolution chimique et, partant, la désorganisation des formes du relief y ont été moins développées que dans la combe de Valorse-Mazière car d'une part, à hauteur de la combe de Cuvillat, le Valromey est plus élevé puisque nous sommes à l'amont et d'autre part le remblaiement pliocène a dû subsister plus longtemps vers Les Abergements à cause de l'éloignement des artères de drainage. Aussi le sou-

tirage devait-il y être moins prononcé. Avec les périodes interglaciaires et post-glaciaires la combe a connu de nouveau un drainage subaérien qui subsiste encore dans le ruisseau allant vers l'Est. Mais actuellement, le Karst se réinstalle peu à peu car l'entaille se trouve à nouveau perchée aux Loges au-dessus du Valromey presque débarrassé des moraines qui l'encombraient: le drainage vers l'Est se fait intermittent, en dépit de la nature imperméable de l'Oxfordien; des entonnoirs se creusent et l'anarchie reparait dans le relief.

Au système de formes topographiques dont le façonnement a été surtout réalisé par l'érosion karstique pliocène se rattache une petite encoche qui recreuse le versant oriental de la chaîne au Sud du col de la Cheminée, à peu près à l'Est de la cote 1189 : cette forme semble d'ailleurs avoir été remaniée au Quaternaire en une niche de nivation. Mais c'est surtout dans les combes de Valorse et Mazière que nous allons trouver des formes du même type, mais plus développées et plus complexes, qui vont nous permettre de préciser davantage.

Si l'on peut dire d'une façon générale qu'entre Valorse et le Planachat le mont a été buriné assez profondément et que les deux crêts de bordure sont séparés par une combe longue de près de 6 km. et large d'environ 1 km. (fig. 40, ph. 21), on s'aperçoit, dès lors que l'on analyse le paysage dans les détails, que la réalité est plus complexe. On peut distinguer deux catégories de formes.

Entre 1.050 et 1.100 m., donc à 100/150 m. en contrebas des sommets, s'étendent de larges surfaces aux lignes molles, parfois marécageuses, parfois recreusées de dépressions fermées de dimensions appréciables, modelées parfois dans le Rauracien et même le Bathonien et le Bajocien mais surtout dans l'Oxfordien plus marneux, qui constituent la majeure partie de cette longue combe. C'est le paysage que l'on traverse entre le col de la Rochette et le col de Valorse: marécages et roselières ici, grandes dépressions fermées là, trouées par endroits d'entonnoirs plus petits qui appartiennent manifestement à une nouvelle génération de formes, tout concourt à donner une impression d'érosion normale assoupie, de relief figé et désorganisé. On rencontre de même, au Sud-Ouest du col de Valorse, au-dessus de la Grange sous la Roche, des dépressions fermées étagées, orientées Nord/Sud comme les petites dislocations qui ont guidé leur affouillement, et piquetées de nombreux petits emposieux. A ce système de formes subhorizontales et karstifiées se rattache, au Sud, le replat formant clairière où se trouve la ferme-Guichard et une autre clairière située au S.-W. de cette ferme.

Entre ces deux groupes de formes identiques, le long replat du Velly que suit la route forestière allant de la combe de Mazière à Lompnes (non signalée sur la carte d'Etat-Major) fait la liaison; faisant suite sans aucun ressaut à la combe karstifiée de Valorse-La Rochette à l'amont, il se raccorde à l'aval à une encoche suspendue au-dessus du val d'Hauteville, ouverte dans la ligne des crêts ou barres de l'Ouest et elle-même recreusée par la cluse étroite et

récente de la Pierretailée (14). On peut en effet rapprocher de ces combes au relief anarchique des échancrures plus ou moins larges, pratiquées dans les lignes de hauteurs situées de part et d'autre: outre celle qui vient d'être observée, il faut en signaler plusieurs dans les crêts orientaux, en particulier immédiatement à l'Est du Planachat, au Sud-Est du Bois de la Côte Aubert. Nous verrons quelle peut être leur signification morphologique. En outre sur la rive gauche du ruisseau des Taillis, au-dessus et au Nord-Est de la chapelle de N.-D. de Mazière, on note la présence d'un replat qui tranche le noyau bathonien-bajocien de l'anticlinal et semble être le pendant du replat du Velly signalé plus haut; son altitude (1.050-1.060 m.) peut s'expliquer par un abaissement ultérieur dû au caractère inconsistant des terrains recoupés qui, très redressés ici, se désagrègent rapidement.

La deuxième catégorie de formes topographiques est représentée par le ravin profond creusé en contre-bas par le ruisseau des Taillis et par le ravin affluent qui descend des pentes du Planachat. Il s'agit cette fois de formes fraîches, visiblement plus récentes, où la vigueur de l'érosion fait un vif contraste avec les formes figées et dépourvues de drainage superficiel étudiées plus haut. Bien qu'au Sud du col de la Rochette la pente générale de la combe soit dirigée vers le Sud, c'est juste à l'endroit où la route forestière du Velly se détache de la route départementale de Ruffieu à Hauteville que le ravin prend naissance et que se situent la rupture de pente et le contact entre les deux générations de formes. Juste en amont de la cluse de la Pierretailée, la pente du thalweg du ruisseau des Taillis se ralentit et un palier s'esquisse. Mais plus qu'un nouveau palier d'érosion il faut voir là, semble-t-il, la marque d'un retard dans le creusement, dû uniquement à l'étroitesse de la cluse qui s'étrangle dans les terrains très durs, disloqués et renversés sur le val d'Hauteville.

Si l'on essaie maintenant de reconstituer l'évolution morphologique qui a abouti au paysage actuel, il semble que le schéma suivant soit celui qui se rapproche le plus des faits. Il est possible, d'après ce que nous avons pu observer ailleurs, que le burinage de la chaîne ait commencé dès avant le Pontien, sans doute après les mouvements vindoboniens. Mais si l'on ne peut démontrer l'existence d'une érosion aussi ancienne, l'importance des formes de creusement comme l'insignifiance des forces d'érosion de l'actuel ruisseau des Taillis conduisent à admettre que l'affouillement de la majeure partie des combes a été opéré surtout au Pliocène et dès le début du Pliocène.

Au début, alors que le Valromey était encore encombré de débris et le val de Brénod-Hauteville peu creusé ainsi qu'en témoignent les replats de 900 m. dont il a été question plus haut, sans doute y eut-il érosion de type normal avec drainage subaérien dont les issues semblent avoir été au Nord-Est l'importante échancrure du col de Valorse et au Sud-Ouest la large encoche recreusée par la

(14) Cluse et non pas col, comme l'appellent à tort les cartes.

cluse de la Pierretailée. Y eut-il alors drainage alternatif dans un sens ou dans l'autre ou double drainage avec seuil de partage? Il est difficile de répondre à cette question. Mais il est certain en revanche que de drainage subaérien ne se maintint pas longtemps et que c'est l'érosion karstique qui est en majeure partie responsable du creusement de la combe de Valorse-Mazière. Le déblaiement du Valromey et l'approfondissement du val d'Hauteville, plus ou moins liés aux mouvements de surrection du Pliocène supérieur, sollicitaient l'infiltration des eaux courantes dans ces dépressions dangereusement perchées. Un véritable polje se creusa ainsi au sein de cette chaîne, dont on a une excellente vue d'ensemble (ph. 21) du haut du Signal de Cormaranche ou Planachat au Sud (15). Ici comme ailleurs, le creusement de la dépression fut contemporain du remaniement des surfaces d'aplanissement pré-pontiennes des sommets du mont par l'érosion karstique.

Nous avons vu cependant que cette dépression n'était pas complètement fermée: au Sud-Ouest, l'entaille du ruisseau des Taillis qui se fraie un chemin par la cluse de la Pierretailée manifeste une reprise d'érosion. Faut-il penser qu'elle est consécutive aux mouvements du Pliocène supérieur et par conséquent fini-pliocène? La fraîcheur des formes, en particulier l'étroitesse du ravin et la raideur de ses versants, incite plutôt à considérer le recreusement du ravin des Taillis comme le produit des eaux de fonte du dernier inter-glaciaire et même de la période qui a suivi immédiatement la dernière glaciation. C'est sans doute cette érosion puissante qui a déblayé les matériaux morainiques que les glaciers n'ont pas manqué d'abandonner dans cette combe et dont l'absence peut étonner. Si le ravin des Taillis est encore aussi perché au-dessus du val d'Hauteville, la cause doit en être recherchée dans le déblaiement ultérieur des moraines du val et surtout dans la tectonique tourmentée du flanc occidental de l'anticlinal qui explique l'étroitesse de la cluse de la Pierretailée et qui a freiné ainsi indirectement la remontée de l'érosion. D'ailleurs — et nous arrivons ainsi à l'évolution actuelle — du fait du caractère perché de la cluse de la Pierretailée, qui n'est plus raccordée en permanence avec le fond du val, le torrent est souvent à sec et l'érosion bien assoupie en amont de la cluse, surtout dans les parties hautes; des formes karstiques de petites dimensions apparaissent, nous l'avons vu, au sein des dépressions plus amples et manifestement plus anciennes: le Karst reprend possession de ce paysage qui se fige à nouveau. Du haut du Planachat ce sont bien deux quasi-polje étagés que l'on peut observer.

4° *Les deux générations de formes karstiques*

Enfin, pour en terminer avec les témoins de la période karstique pliocène, il convient de souligner que l'on peut observer en certains points deux générations de formes karstiques superposées, la plus

(15) Il est bien probable que le polje commença à se creuser bien avant la surrection du Pliocène supérieur et que les eaux ne se maintinrent pas longtemps à l'air libre.

ancienne étant évidemment caractérisée par l'ampleur de ses manifestations. Nous avons eu déjà l'occasion d'attirer l'attention sur de pareils phénomènes à propos du Karst sur le Retord et la chaîne de Cormaranche. Signalons encore que cette coexistence de formes d'âge très différent est particulièrement visible en deux endroits. Au Sud-Ouest d'Artemare, donc en contre-bas du plateau terminal du Valromey, s'étend un plateau exigu et peu élevé, taillé dans les calcaires valanginiens, qui porte le nom de Fierlos sur le plan directeur au 1/20.000^e (Belley n° 4) et qui est dominé par la vierge d'Artemare. Ce plateau est extrêmement lapiasé et la marche y est très difficile. Mais ce qui est surtout intéressant, c'est que l'on y observe d'une part des fissures très profondes (atteignant parfois 1 m.) et très développées, d'autre part, entre ces fentes, de petites rainures miniatures dont la profondeur ne dépasse pas quelques centimètres (ph. 29). Il est évident que ces deux types de lapiez, si différents, ne peuvent être contemporains. Il y a eu une reprise d'érosion qui ne peut être que récente, donc post-glaciaire, si l'on en juge par la faiblesse du creusement des lapiez de petites dimensions; comme le climat aux époques interglaciaires n'était pas favorable à l'éclosion de tels phénomènes karstiques, on peut en conclure par ailleurs que les grands lapiez sont, au moins dans leur origine, antérieurs au Quaternaire.

Certains secteurs du plateau des Molunes permettent d'observer des faits comparables. Au Nord-Ouest de Lamoura, entre ce village et la combe de Tressus, le val de Chaux-Berthod est très karstifié. On y remarque la présence de dolines et d'ouvalas de très grande ampleur, qui présentent en outre des caractères de sénilité (fond plat, versants adoucis) et témoignent d'une karstification très avancée et ancienne vraisemblablement pliocène. A l'intérieur de ces dépressions de grandes dimensions s'ouvrent des dolines plus petites, donc vraies dolines emboîtées, aux bords raides, et des entonnoirs exigus mais profonds, toutes formes manifestant une reprise récente d'érosion karstique. Et l'on pourrait citer encore bien d'autres témoignages de ces deux phases de karstification que sépare l'ère des glaces, des moraines et des écoulements torrentiels puissamment alimentés par les eaux de fonte.

CHAPITRE IV

LA KARSTIFICATION ACTUELLE ET LES PRINCIPALES FORMES DU KARST

Avant d'examiner l'évolution karstique post-quaternaire et de décrire les aspects du paysage actuel qui sont sous la dépendance étroite du karst, il convient de voir comment les glaciations ont modifié l'évolution des phénomènes karstiques.

I. L'INFLUENCE DES GLACIATIONS

Comme dans toutes les montagnes composées de terrains en majorité calcaires, les grandes invasions glaciaires quaternaires ont eu deux conséquences contradictoires pour l'évolution karstique. Il est certain qu'au voisinage du front des langues glaciaires, surtout en période de fusion plus active, donc à la fin des périodes glaciaires proprement dites, un très grand volume d'eau de fonte était à la disposition de l'érosion, sans commune mesure avec les maigres débits des ruisseaux actuels. Ces eaux très abondantes ne pouvaient évidemment qu'activer l'érosion mécanique et chimique qui caractérise la karstification: d'une part en effet les tourbillons d'eau plus fournis élargissaient plus sûrement les diaclases des terrains fissurés que ne le font aujourd'hui des écoulements plus restreints; d'autre part des volumes d'eau aussi importants avaient un pouvoir dissolvant très élevé sur les calcaires rencontrés à la surface du sol et dans les cavités souterraines. En ce sens, on peut donc dire que, d'une manière indirecte, les glaciations quaternaires ont pu en certains points favoriser la karstification.

Mais d'une façon générale, cette influence positive a été largement contrebalancée par les obstacles que les grandes glaciations ont opposés au développement du karst. Il est d'abord évident que l'occupation de très grandes surfaces par des glaces a arrêté toute évolution karstique sur les sols ainsi ensevelis par les glaciers et qui n'étaient plus soumis qu'à l'érosion mécanique, au râclage des masses épaisses de glaces, principalement à l'emplacement des vallées pré-glaciaires; nous n'insisterons pas sur ce point.

En outre, les hautes surfaces qui, au moins pendant la glaciation würmienne, n'étaient pas recouvertes par les glaces, les som-

mets qui émergeaient, tels des nunataks, n'ont guère pu se karstifier eux-mêmes pendant les périodes glaciaires, en raison du climat sec qui caractérisait les différentes phases glaciaires: la rareté des précipitations s'opposait à toute dissolution du calcaire et les seuls phénomènes karstiques qui pouvaient se manifester consistaient sans doute en approfondissement des dolines sous l'influence de la neige, les dolines jouant en quelque sorte le rôle de niches de nivation.

Enfin et surtout, les glaciations quaternaires ont apporté à l'évolution karstique une entrave encore plus sérieuse et qui s'est manifestée bien après la fin des périodes glaciaires: il s'agit des énormes accumulations de moraines que les calottes et langues glaciaires ont abandonnées. Les boues épaisses, mélangées aux galets roulés qui les composaient, ont formé à la surface du sol un revêtement imperméable, en général assez épais, et ont colmaté efficacement les innombrables fissures des calcaires, arrêtant pour une longue période toute infiltration des eaux et par là même tout processus karstique. Nous avons vu qu'en bien des endroits, l'érosion post-quaternaire n'avait pas encore réussi à débayer ce revêtement imperméable et que, dans certains secteurs, la karstification reprenait à peine. Aussi peut-on dire dans l'ensemble que, sauf en de rares endroits marginaux, le Quaternaire a entraîné un arrêt de l'évolution karstique dans le Jura méridional.

II. L'ÉVOLUTION POST-QUATERNAIRE.

Les glaciations quaternaires avaient tapissé la majeure partie du Jura méridional d'un manteau de moraines généralement imperméables qui s'étaient parfois superposées à des matériaux détritiques pliocènes, par exemple dans la Combe du Val, mais qui le plus souvent avaient directement recouvert la roche en place, en particulier les terrains calcaires, et avaient de ce fait arrêté tout processus karstique. L'érosion post-quaternaire n'a pas manqué de s'attaquer à cette couverture morainique et a travaillé à la débayer. Elle a été aidée dans ce travail d'évacuation par l'abondance des eaux de fonte issues des langues glaciaires würmiennes et néo-würmiennes et par la phase climatique plus humide qui a suivi immédiatement le Quaternaire: des débits incomparablement plus puissants que ceux d'aujourd'hui ont permis aux cours d'eau d'évacuer vers les vallées maîtresses une partie du manteau de moraines.

Mais si l'érosion trouvait un auxiliaire dans le climat qui régnait alors sur le Jura, elle rencontrait en revanche un obstacle sérieux dans le type de relief que lui léguait en maints endroits le Pliocène. On sait en effet que le Jura méridional renferme de nombreux témoins d'une topographie pliocène qui a disparu des Préalpes de Savoie pourtant voisines et qui est caractérisée par la présence de nombreuses vallées suspendues à une altitude assez élevée, aux versants empâtés par les débris et au fond subhorizontal, isolées des artères maîtresses de drainage; il en est ainsi par exemple du haut bassin d'Aranc, au Nord-Est de Saint-Rambert-en-Bugey. Dans ces vallées, vestiges d'un autre âge, l'érosion est évidemment bien assou-

pie. Les moraines, comme les débris pliocènes, se conservent plus aisément dans ces sortes de conques. Aussi l'œuvre de l'accumulation glaciaire est-elle encore loin d'être effacée et de nombreuses régions, ensevelies sous les placages de boues glaciaires, sont encore interdites aux processus karstiques: c'est le cas des régions élevées, qui n'ont pas été atteintes par l'érosion régressive post-quaternaire, en particulier certains secteurs des hauts plateaux, comme le Retord et les Molunes. Mais il faut souligner — ainsi que nous l'avons constaté à plusieurs reprises — que la karstification n'attend pas pour agir le déblaiement complet des moraines ou des matériaux détritiques pré-glaciaires: là où ces placages ont déjà été en grande partie déblayés et se réduisent à une mince pellicule, on voit se creuser des entonnoirs et des dolines dans la couverture détritique (1). Ce fait qui, à première vue, surprend un peu s'explique facilement: les eaux traversent aisément des dépôts peu épais, réduits surtout aux galets roulés, et s'infiltrant ensuite dans la roche en place sous-jacente, déclenchant par là les processus du karst. Ce fait est courant sur les hautes surfaces, par exemple sur le Retord, où les dolines sont loin d'être toujours creusées dans les calcaires.

Quant aux régions qui se trouvent déjà débarrassées des boues morainiques ou qui n'ont jamais été recouvertes par celles-ci, elles connaissent de nouveau une évolution karstique, surtout quand il s'agit de hauts plateaux proches d'entailles profondes pratiquées par l'érosion récente. Mais dans l'ensemble la reprise récente de la karstification est beaucoup moins vigoureuse que les processus karstiques pré-glaciaires et est caractérisée par le développement des formes superficielles assez peu évoluées. Ce manque de vigueur du karst actuel tient d'abord sans doute au fait que les calcaires sont débarrassés depuis peu de la gangue morainique. Mais il ne faut pas oublier non plus — et nous touchons peut-être ici la cause essentielle, — que le climat actuel, plus humide, dont les précipitations sont plus également réparties dans l'année, est moins favorable à la dissolution chimique que le climat pliocène du type subtropical. Seule la neige, très abondante sur les sommets, peut jouer un rôle important en contribuant à agrandir et approfondir les dolines. Quoi qu'il en soit, nous avons vu que l'on distingue aisément les formes karstiques mineures, surtout lapiez et dolines, qui sont le fait de processus actuels, des formes beaucoup plus évoluées dont l'origine est beaucoup plus lointaine. En outre, le karst actuel, bien que moins actif que le karst pliocène, favorise la conservation des anciens aplanissements auxquels il confère une sorte d'immunité: il en est ainsi des surfaces karstiques étendues de la Forêt de Champfromier et de certains secteurs du Retord et des Molunes ainsi que des plateaux-vaux moins étendus comme celui d'Hauteville.

Comment évolue ce karst actuel? A-t-il tendance à se renforcer ou au contraire à disparaître? Il convient de donner à ces questions une réponse nuancée. Il est en effet indéniable que nombre de surfaces karstifiées sont menacées par les morsures voisines de l'érosion

(1) Il s'agit en somme d'un « karst couvert ».

régressive qui s'exerce à partir de vallées profondément creusées par les glaces et les eaux de fonte du Quaternaire. Ce sont d'ailleurs en général des captures souterraines qui préparent des reconquêtes subaériennes et le retour à un système d'érosion normale à plus ou moins longue échéance; on peut même dire qu'actuellement dans le Jura méridional l'action de l'érosion régressive en est restée à ce stade de captures souterraines.

Un exemple frappant nous est fourni par le val de Brénod-Hauteville (2). Nous avons vu que le drainage subaérien de ce val était intermittent et assez illusoire et que l'Albarine ne l'assurait qu'en apparence. Or, ce quasi polje est menacé en plusieurs endroits par les attaques de l'érosion récente, partie à l'assaut depuis la plaine du lac de Nantua ou depuis la cluse des Hôpitaux creusée à près de 500 m. en contre-bas. M. Cholley a déjà signalé [93] le soutirage opéré par le ruisseau de Meyriat, au détriment de la région septentrionale du val de Brénod: une bonne partie des eaux qui tombent dans ce val réapparaissent dans les résurgences voisines de l'ancienne abbaye de Meyriat; un petit ravin, avec cascades fonctionnant de façon intermittente, commence même à échancrer le talus: on s'achemine vers la reconquête subaérienne du plateau-val de Brénod. Plus au Sud, là même où s'échappe l'Albarine, à l'Ouest de Nantuy, on observe des phénomènes semblables: en contre-bas de la chute de l'Albarine, souvent indigente et parfois à sec, de grosses résurgences évacuent le plus clair de l'eau reçue par le plateau d'Hauteville: il est à prévoir qu'avec le temps ces conduits souterrains redeviendront subaériens par destruction de la faible épaisseur du calcaire situé au-dessus d'eux et qu'ainsi l'Albarine redeviendra vraiment l'artère de drainage, au moins dans la partie méridionale du val.

On voit ainsi que le karst actuel est menacé, en certains points, par le système d'érosion normale. Doit-on en conclure à la disparition prochaine des processus karstiques dans le Jura méridional? Certes non. Il semble que cette phase de reconquête partielle des surfaces karstiques par les eaux courantes ne soit que transitoire. La reconquête ne se manifeste en effet que sur les hauteurs et surtout ne peut s'opérer que parce que les cours d'eau partis à l'assaut des plateaux karstifiés coulent en aval sur des terrains imperméables qui sont le plus souvent des boues glaciaires: il en est ainsi du ruisseau de Meyriat qui, à l'aval, comme son collecteur le Borrey, n'est nullement menacé d'infiltrations dans les moraines épaisses de la Combe du Val. Mais que cette gangue de moraines vienne à disparaître — et cette disparition est prévisible à plus ou moins longue échéance — et nos cours d'eau conquérants, amenuisés par des pertes à l'aval, perdront beaucoup de leur agressivité; les surfaces karstiques cesseront de ce fait d'être menacées. Aussi sans aller jusqu'à écrire avec J.B. Martin [113] que « Le Bugey tend lentement, il est vrai, mais sûrement à devenir un causse typique »

(2) Cf. 1/80.000^e: Nantua N.O. et S.O. — 1/50.000^e: Nantua et Saint-Rambert.

car l'épaisseur relativement faible des couches calcaires comme la tectonique plissée n'autorisent pas d'envisager un paysage karstique aussi évolué, on peut cependant penser que les sommets et les hauts plateaux calcaires ne sont guère menacés par l'érosion normale et que, sauf exceptions surtout localisées dans les parties basses, le karst actuel se développera en étendue, sinon en intensité.

III. LE PAYSAGE KARSTIQUE ACTUEL

Nous ne ferons qu'insister sur l'originalité des formes karstiques sans prétendre bien entendu en fournir une description exhaustive.

1° *Les lapiez*

La forme karstique mineure que constituent les lapiez semble couvrir dans notre région une superficie plus importante que dans le reste du Jura ; ils y acquièrent en outre des dimensions plus considérables. Il faut y voir d'abord une conséquence de l'ampleur des glaciations quaternaires au moins dans le Bugey. Les glaces ont en effet littéralement râclé la surface des calcaires en certains points d'érosion maximum, rendant ainsi plus aisé le travail de dissolution chimique. Aussi constate-t-on que les lapiez sont plus fréquents et plus développés dans les vallées que sur les hauts plateaux, c'est-à-dire là précisément où les langues glaciaires quaternaires ont été les plus actives. C'est ainsi qu'un des plus beaux lapiez du Jura méridional est situé sur le bas plateau du Ladaï, au Sud-Est de Champfromier, dans la vallée de la Valserine qui, mise à part la cluse des Hôpitaux, est peut-être la plus belle vallée glaciaire du Jura tout entier.

Le climat qui règne sur la partie méridionale du Jura peut aussi expliquer le développement des lapiez. Le Bugey et le Revermont connaissent un climat sensiblement moins humide que le reste du Jura ; en outre les précipitations y sont non seulement moins abondantes mais aussi moins bien réparties : les averses violentes alternent, l'été surtout, avec des périodes de sécheresse prononcée. Cette teinte méridionale se retrouve bien entendu dans la végétation, caractérisée par le développement des broussailles et des feuillus aux dépens des conifères, surtout dans le Revermont et le Bas-Bugey. Ce type de climat et l'allure prise par les précipitations sont évidemment de nature à diminuer l'importance du tapis végétal et par suite à favoriser le développement des lapiez, tout comme cela se passe, d'une manière évidemment plus accentuée, dans les régions méditerranéennes.

L'influence de la neige se fait sentir aussi de façon très sensible sur le développement des lapiez. Séjourner plus longtemps sur le sol que l'eau de pluie la neige provoque une dissolution chimique plus intense et plus prolongée ; le fait est particulièrement net dans le cas des dolines qui, à peine esquissées, deviennent des niches de nivation qui s'élargissent et s'approfondissent ; mais les cannelures des lapiez elles aussi, d'abord creusées par les eaux de ruissellement, deviennent des réceptacles à neige et par suite subissent une disso-

lution plus active qui les élargit et les approfondit. Or, si le Revermont et le Bas-Bugey connaissent relativement peu de neige en raison de leur faible altitude, le Haut-Bugey est la partie du Jura qui renferme le plus de chaînes élevées ; aussi la neige y est-elle plus abondante et y séjourne-t-elle plus longtemps que dans le reste du Jura, pourtant plus septentrional. Ainsi peut s'expliquer pour une part le développement des lapiez.

Enfin, les lacs et mers tertiaires s'étant retirés plus tardivement de la partie orientale du Jura du Sud et le décapage ayant été par suite moins avancé dans cette région, des lambeaux plus nombreux de Crétacé subsistent dans le Jura du Sud, surtout dans les synclinaux. Or les calcaires crétacés très crevassés, sauf l'Hauterivien plus marneux, sont particulièrement favorables à la formation de lapiez : c'est sur l'Urgonien, par exemple sur le plateau du Ladaï près de Champfromier, et sur le Valanginien, tel celui du val d'Hauteville, que l'on trouve les lapiez les plus caractéristiques.

Ces conditions favorables offertes par le Jura méridional au creusement des lapiez font non seulement que ceux-ci sont nombreux dans la région mais que l'on rencontre des lapiez encore en pleine évolution. On a vu déjà à propos de l'évolution karstique que l'on trouve en de nombreux endroits, ainsi vers Artemare, de petits lapiez qui se développent en surimpression sur des formes anciennes plus importantes et figées. Ainsi le Jura du Sud n'offre pas seulement des lapiez séniles comme ceux que décrit M. Chabot [80] sur les plateaux du Jura central ; il renferme aussi des formes en pleine activité et c'est une des différences que l'on constate dans le paysage karstique entre le Sud et le Nord du Jura.

2° *Les vallées sèches*

Sur les terrains calcaires qui occupent la majeure partie du Jura méridional les vallées sèches sont très nombreuses, comme d'ailleurs dans le Jura tout entier. Les caractères et l'évolution des vallées sèches jurassiennes ont été suffisamment décrites par M. Chabot [80] pour qu'il soit inutile d'y insister ici. Bornons-nous seulement à mentionner quelques traits originaux propres aux vallées du Jura méridional.

Ce qui explique certains aspects particuliers des vallées sèches de notre région c'est, comme pour les lapiez, l'altitude élevée et l'extension des montagnes et du relief accidenté. Les vallées sèches ne sont pas uniquement des reliques de vallées subaériennes désertées par les cours d'eau ; la fraîcheur de leurs formes témoigne qu'outre la corrosion chimique l'érosion normale actuelle continue à jouer un rôle actif. Partout en effet ces vallées continuent à être drainées par intermittence et ne sont pas de pures formes karstiques. Or ce drainage intermittent est favorisé par l'abondance des chutes de neige et des pluies de relief. Les eaux de fonte des neiges au printemps, les averses violentes de l'été et de l'automne compensent largement les pertes dues aux nombreuses fissures des calcaires fendillés et des torrents circulent alors dans ces vallées, ravivant ainsi leurs formes. Cela n'exclut pas bien entendu de faire appel aux écoulements abondants des périodes inter-glaciaires et immédiatement

post-glaciaire pour expliquer la fraîcheur de forme de ces vallées sèches. Mais l'érosion mécanique actuelle, pour intermittente qu'elle soit, ne saurait être perdue de vue. Seuls le Revermont et certaines parties peu élevées du Bas-Bugey sont plus défavorisés de ce point de vue : les vallées sèches y sont plus désorganisées, plus recreusées de dolines qu'ailleurs.

Il est en outre dans le Jura méridional un autre facteur qui favorise la conservation des vallées sèches ; c'est la raideur des pentes : si celle-ci en effet augmente la rapidité de l'écoulement des eaux tombées sur le sol, elle diminue aussi les risques de perte et cet avantage n'est pas négligeable en pays calcaire ; l'érosion mécanique peut dès lors s'exercer efficacement et, sinon accentuer le creusement, au moins évacuer les débris et maintenir la fraîcheur des formes. La plupart des ruz qui échancrent la carapace calcaire des monts rentrent dans cette catégorie de vallées sèches drainées par intermittence : si leur lit est le plus souvent à sec à l'exception de quelques « gours » séparés par des ressauts rocheux, la raideur des versants et la pente rapide de leur thalweg ne peuvent s'expliquer que par les torrents fougueux qui les animent à certains moments.

Enfin, l'on rencontre parfois des vallées sèches qui se sont creusées paradoxalement sur les moraines. Mais le paradoxe n'est qu'apparent car en réalité ces vallées sont situées là où la couverture morainique est peu épaisse et là où, dans celle-ci, les galets l'emportent sur les boues imperméables. Dès lors l'influence du sous-sol fissuré tout proche s'exerce et les eaux s'infiltrant vite dans les galets puis dans les calcaires. C'est en somme un phénomène analogue à celui qui a été signalé pour les dolines creusées dans la moraine et l'on en trouve de nombreux exemples sur les plateaux, souvent encore recouverts de moraines, du Retord et des Molunes.

3° *Les dolines*

Si les lapiez sont plus répandus et plus développés dans le Sud que dans la partie centrale et septentrionale du Jura, les dolines en revanche semblent moins abondantes dans le Jura méridional. La cause en est évidente : c'est sur les surfaces planes ou proches de l'horizontale que les dolines se développent et non pas sur les pentes raides ; or, dans le Sud du Jura nous sommes en pays de chaînes plissées et les espaces peu accidentés sont forcément plus rares. Les dolines sont plus nombreuses dans le Revermont que dans le Bugey et le Haut-Jura. Or, mis à part le bassin de Belley en partie recouvert d'une couche épaisse de molasse et par suite non susceptible de karstification et les hauts plateaux des Molunes et du Retord, c'est dans le Revermont que l'on trouve les surfaces calcaires peu accidentées les plus étendues avec le val du Suran et les bassins fermés de Drom-Ramasse et Cize-Hautecour.

Dans les montagnes bugistes et la chaîne du Haut-Jura les dolines se rencontrent d'abord sur deux sites privilégiés : les cols et les vallées sèches. Les dolines recreusent très fréquemment les cols (ph. 28) et leur présence s'explique par l'appel au vide suscité par les pentes opposées qui cernent le col. On pourrait en citer de

nombreux exemples : le col de Cuvillat, qui échancre la chaîne de Cormaranche à hauteur de Champdor et se trouve cerné à l'Est et à l'Ouest par des pentes escarpées, est désorganisé par tout un dédale de dolines ; la désorganisation karstique est encore plus évidente au col de Richemont qui sépare le Retord de la chaîne du Colombier : il est transformé par les dolines en une vaste écumoire.

Quant aux vallées sèches il serait oiseux de signaler celles qui sont fragmentées par des dolines car on en rencontre un peu partout et cela est normal puisqu'il s'agit de lieux de concentration temporaire des eaux. Il s'agit alors de dolines allongées suivant le sens de la vallée et que l'on peut qualifier de bogaz. On rencontre fréquemment des dolines de ce type dans les innombrables vallées sèches des hauts plateaux des Molunes et du Retord que les eaux courantes ne parcourent que très rarement : il en est ainsi de la vallée suivie par la route de Lamoura à Septmoncel. Parfois même, comme M. Chabot le signalait déjà [80], on peut reconstituer une vallée à peine esquissée grâce à la présence des dolines : il en est ainsi du palier herbeux situé en aval des ruines de l'abbaye de Meyriat (Nord-Ouest de Brénod) où, à côté du lit actuel du ruisseau, d'ailleurs souvent à sec, on observe une série de dolines en arc de cercle qui permettent de reconstituer les sinuosités d'un ancien lit du ruisseau.

Les replats constituent pour les dolines un autre site de prédilection ; le phénomène, très facile à expliquer puisque les eaux courantes moins sollicitées par la pente ont un pouvoir corrosif plus intense, a déjà été décrit par plusieurs auteurs et en particulier par M. Chabot à propos du Jura central [80]. Le Jura méridional étant creusé de vallées nombreuses et profondes dont les versants sont fréquemment coupés de replats, il est normal que ce type de dolines y soit très fréquent. On peut signaler entre autres les dolines que l'on observe sur les replats qui bordent les cluses de Nantua et des Hôpitaux, vers Lalleysiat, Hostiaz et Ordonnaz, ainsi que sur la banquette qui, de Belleydoux à Echallon, suit la rive droite de la Semine.

Les hauts plateaux enclavés dans les chaînes du Bugey et les dépressions d'altitude élevée suspendues au-dessus de vallées profondes et proches sont souvent aussi troués par les dolines : le plateau de Retord, surtout sur son pourtour près de la combe de Bérentin, de la cluse de Nantua et de la Michaille, est une véritable écumoire. Il en est ainsi de la forêt de Champfromier à proximité des abîmes de la Combe d'Orvaz et du cirque des Avalanches et aussi du val d'Innimont qui présente des dolines extrêmement nombreuses dont certaines, en entonnoirs, sont déjà plutôt des emposieux. On conçoit que dans ces régions restées perchées au-dessus de vallées profondes l'appel au vide se fasse sentir de façon très impérieuse.

Nous ne nous étendrons pas sur les formes diverses que présentent les dolines car nous retrouvons évidemment dans le Jura méridional des types qui ont été analysés avec beaucoup de soin et de détails par M. Chabot à propos des plateaux du Jura central. Bornons-nous à signaler quelques cas caractéristiques. Nous avons vu déjà que les dolines étaient parfois creusées non dans le calcaire mais dans la couverture morainique. Comme pour les vallées sèches

il s'agit bien entendu d'une pellicule très mince de moraines où les galets l'emportent sur les boues et où par suite les eaux courantes atteignent facilement le calcaire fissuré ; le tassement se produit sous la gangue morainique et celle-ci s'affaisse en épousant les contours de la doline sous-jacente. Il y a de très nombreuses dolines de ce genre, paradoxalement modelées dans la moraine recouverte de vertes prairies, sur le plateau de Retord et l'on en voit de multiples exemples à proximité de la route qui joint La Manche à Vouvray.

On trouve aussi dans le Jura méridional un autre cas particulier de dolines qui est d'ailleurs un témoin précieux de l'évolution morphologique passée. Ce sont les dolines emboîtées. Sur le plateau des Molunes en particulier, dans la région de Chaux-Berthod (3) on constate qu'à l'intérieur de dépressions fermées assez étendues qui peuvent atteindre une vingtaine de mètres de diamètre et dont les versants sont assez émoussés et tapissés de terra rossa se creuse une nouvelle doline bien plus petite (le diamètre atteint rarement 5 m.) et aux parois raides, qui est de toute évidence une forme due à une reprise récente d'érosion karstique. Nous avons ici à la fois un type très net de doline emboîtée et une preuve supplémentaire que plusieurs phases de karstification se sont succédé dans le Jura méridional.

A partir des dolines on voit en certains points se creuser des dépressions fermées plus grandes qui, par leur origine et leurs dimensions, méritent le nom d'ouvalas. Ces dépressions sont en effet distinctes des petits poljes dont les contours, plus rectilignes, sont déterminés par la présence de dislocations et dont le fond est en général très plat. Dans les ouvalas au contraire, le fond est ondulé, tout en creux et petits seuils, et les bords sont très sinueux et ne suivent aucune direction déterminée. Il est évident que ces dépressions proviennent du recoupement de plusieurs dolines proches. On en trouve des exemples sur le Retord, par exemple à l'Est de La Cuvéry, près de la route de Vouvray (4) ; les grandes dépressions aux contours tourmentés que l'on observe là sont bien différentes de la plaine extraordinairement horizontale de Merlogne, cernée de rebords raides, dont le contour figure un rectangle très net à un kilomètre au Nord-Ouest. Ce genre de dépressions fermées d'une certaine ampleur qui s'apparente aux ouvalas est assez répandu dans le Jura méridional car ce type de forme karstique qui se développe plutôt en superficie qu'en profondeur s'accorde bien avec l'épaisseur relativement réduite des bancs calcaires qui interdit, comme nous le verrons, le développement des formes profondes telles que les avens et les rivières souterraines.

Avant d'en finir avec les formes superficielles de petites dimensions, il faut dire un mot de l'une d'entre elles qui diffère peu de certaines dolines et qu'il est assez malaisé de définir : l'emposieu. Qu'entend-on au juste par emposieu ? Si dans le Jura du Sud le mot

(3) Cf. 1/20.000^e : Saint-Claude n° 3.

(4) Cf. 1/20.000^e : Nantua n° 8.

n'apparaît pas dans le langage courant, on note dans la toponymie un terme qui en est très proche: c'est l'embossieu; un hameau situé au Nord de La Pesse sur le plateau des Molunes porte même ce nom. Or à peu de distance de ce hameau vers l'Ouest (5) on note la présence d'une vaste doline en entonnoir de 300 m. de diamètre environ et 60 m. de profondeur qui communique par un seuil très bas avec une autre dépression fermée, et n'est ainsi qu'un élément d'un ouvala qui s'esquisse. Cette doline, qui renferme au fond une forte épaisseur de tourbe, est occupée parfois par un étang. Cet étang se vide dans un entonnoir au fond duquel des fissures se cachent sous un petit amas de pierres. Il y a donc là un déversoir souterrain qui joue parfois le rôle d'exurgence (quand le calcaire est gorgé d'eau) mais qui diffère du gouffre en ce qu'il s'agit seulement de fissures et non pas d'un trou bien visible; en outre, ces fissures s'ouvrent au fond d'un entonnoir ce qui fait qu'il y a peu de différence entre l'emposieu et le type de doline qui est plus profonde que large. La différence est souvent un peu illusoire et l'on peut dire que nombre de dolines en entonnoir sont en réalité des emposieux. On peut définir, semble-t-il, l'emposieu comme un entonnoir fissuré qui est parfois l'aboutissement d'un ruisseau temporaire ou permanent mais sans que cela soit une condition nécessaire.

On rencontre des emposieux un peu partout; il semble qu'ils soient particulièrement fréquents sur les calcaires si fissurés du Valanginien et l'on en observe de caractéristiques dans la « chaîne » de Marignieu, au Nord-Est de Belley, sur le bas plateau qui s'étend au-dessus du hameau de Semoy. La combe d'Apremont (Nord-Est de Nantua) au Sud du village de Grand Vallon, ainsi que la Maubretaine ou val d'Innimont, en offrent aussi de bons exemples; il y a lieu de signaler toutefois que certains emposieux situés au Nord-Ouest d'Innimont ont été artificiellement approfondis par des explosions d'engins de guerre et qu'on ne peut par suite les retenir comme exemples (ph. 30).

4° *Les bassins fermés.*

Avec les bassins fermés nous abordons l'étude de formes karstiques beaucoup plus amples, quoiqu'il s'agisse toujours de formes dont le développement se fait surtout latéralement plutôt qu'en profondeur. Certes il n'est pas question de trouver dans le Jura méridional des poljes de très grandes dimensions, analogues à ceux que l'on rencontre dans le Karst yougoslave et c'est pourquoi l'on peut préférer le terme de bassin fermé à celui de poljé, comme le fit M. Chabot pour le Jura central. Toutefois, on rencontre plus de bassins fermés dans le Sud du Jura que dans les Causses qui sont d'ailleurs caractérisés par un Karst beaucoup plus évolué, mais qui ne renferment peut-être pas un véritable poljé. Ce n'est pourtant pas le climat actuel qui est responsable de cet état de choses car, avec ses précipitations assez également réparties dans l'année, il est moins favorable au développement du Karst que le climat méditerranéen.

(5) Cf. 1/20.000° : Saint-Claude n° 5 et 6.

Mais c'est la tectonique plissée du Jura méridional qui favorise l'apparition des bassins fermés. M. Chabot notait déjà que les faisceaux de plis qui compartimentent les plateaux du Jura central favorisent le développement des bassins fermés [80]. C'est encore plus vrai du Jura méridional presque tout entier affecté par les plissements: les anticlinaux formant bourrelets de couches marneuses isolent déjà les gouttières synclinales; il suffit que l'axe de ces dernières se relève légèrement à deux reprises pour qu'une cuvette structurale apparaisse qui dirige et amorce l'évolution karstique. En outre, les fractures ou contacts anormaux ne manquent pas dans ces chaînes où la simplicité n'est qu'une illusion depuis longtemps dissipée par les études des géologues et l'on sait le rôle important joué par ces accidents dans l'élaboration et l'orientation des poljes, même de médiocre ampleur.

Parmi les bassins fermés du Jura méridional, deux d'entre eux surpassent tous les autres par leur étendue et leur netteté, ce sont ceux de Drom-Ramasse et de Cize-Hautecour. Tous deux situés en Revermont, ils ont fait l'objet d'études approfondies [79, 110] et nous ne ferons que rappeler leurs traits essentiels.

Le bassin fermé de Drom-Ramasse (6), long de 8 km. environ, large de 2 à 3 km., est délimité à l'Ouest par la chaîne de bordure qui prend le nom de Mont July au Sud, Mont Chauvet et Mont Fayolle au Nord, à l'Est par le chaînon étroit et moins élevé du Grenier et du Bois de la Rousse. Les limites Nord et Sud sont plus inégalement marquées: si au Nord du hameau de Montmerle le bassin est nettement fermé par de fortes pentes qui mènent à Lapeyrouse, au Sud en revanche le seuil est beaucoup plus bas (quelques mètres d'altitude relative seulement) entre le bassin de Ramasse et le val du Suran et M. Lavoille a noté [110], aux abords du viaduc de la voie ferrée, des traces encore fraîches d'érosion par les eaux courantes.

Le caractère essentiel du bassin fermé de Drom-Ramasse, c'est à la fois l'absence totale de ruissellement à la surface et l'existence d'inondations périodiques, parfois désastreuses, surtout avant le percement du tunnel d'évacuation du Mont Grenier. Elles noient d'abord les innombrables dolines ou « combets » puis s'étendent sur une grande partie du bassin, surtout au Nord près de Drom. C'est un trait qui rapproche le bassin de Drom-Ramasse des poljes yougoslaves. Cette eau qui sourd parfois en colonnes sous pression vient, semble-t-il, de plusieurs réservoirs souterrains supportés par l'Oxfordien sous-jacent au calcaire, et non pas d'un lac unique comme on eut tendance à le croire jadis. Le bassin fermé de Drom-Ramasse est en effet formé en réalité par trois bassins, celui de Montmerle, celui de Drom et celui de Ramasse, séparés par des seuils. En outre, les inondations ne se produisent pas partout au même moment et M. Chabot notait déjà [79] que « les tuyaux souterrains ne fonctionnent pas toujours très bien ». On peut se demander si, comme dans le Karst yougoslave, il n'existe pas plusieurs systèmes souter-

(6) Cf. 1/80.000° : Saint-Claude S.O. et Nantua N.O. — 1/50.000° : Bourg.

rains indépendants les uns des autres. Le creusement du tunnel sous le Mont Grenier a en outre modifié le régime des eaux: le bassin inférieur se vide désormais 6 à 8 jours avant le bassin supérieur.

Enfin, ce bassin fermé de Drom-Ramasse témoigne, comme tout le Revermont, d'une évolution karstique peu avancée et pourtant proche de sa fin. D'une part en effet la hauteur d'eau considérable au-dessus de l'Oxfordien suppose un calcaire compact, où les cavités sont rares, et par suite une dissolution peu avancée. Mais d'autre part, le niveau de base bressan avec lequel les eaux souterraines de Drom-Ramasse sont en communication, comme nous le verrons bientôt, est trop proche pour que la dissolution gagne encore beaucoup en profondeur. Si l'on ajoute à cela le fait que les calcaires sont impurs et que de nombreux feuillets marneux retardent la descente du niveau de base karstique, on peut dire avec M. Chabot que nous avons affaire à un « Karst manqué ».

A l'Est du Suran, se creuse un autre bassin fermé, entre la chaîne de Corent et le court chaînon secondaire du Crêt et du Jarbonnet (7). Long de 7 km. environ entre le village de Cize et le Sud du hameau de Challes, il est moins large que celui de Drom-Ramasse (1 km. 5 au maximum) et de ce fait offre davantage l'aspect d'une vallée. Echanté par un large seuil, à l'Est de Romanèche, qui a sans doute servi de passage à un cours pliocène de l'Ain, et par un col beaucoup plus étroit situé au Sud-Est de Challes, le bassin est à peine fermé au Nord de Cize où l'on remonte très peu avant de descendre vers le méandre de l'Ain. Il s'agit tout de même bien d'une cuvette dont les points les plus bas (290 m. environ) se situent aux alentours du hameau de Perroy. Elle paraît avoir été creusée par l'érosion karstique fini-pliocène et post-quaternaire à partir d'un ancien passage de l'Ain qui semble avoir emprunté la partie septentrionale du bassin, entre Cize et le seuil situé à l'Est de Romanèche. Il est à noter en effet que le Crétacé a disparu de cette région septentrionale alors qu'il est encore conservé au Sud de Perroy, ce qui témoigne d'une érosion plus vigoureuse au Nord qu'au Sud. En outre, les gravières de Cize renferment des cailloutis fluviaux, alors que celles de Hautecour sont constituées par de la moraine et des dépôts lacustres.

La présence de moraines indique que l'érosion karstique n'a pas été seule à opérer l'affouillement du bassin; les glaces ont contribué à le creuser, en particulier au Nord. Mais surtout — et c'est là une première différence avec le bassin de Drom-Ramasse, les glaciers quaternaires ont abandonné des dépôts argilo-sableux qui, s'ajoutant au petit placage de molasse aquitanienne conservé à l'Ouest de Hautecour, modifient le paysage et lui confèrent une touche moins aride et moins spécifiquement karstique par les buttes et collines verdoyantes qu'ils constituent çà et là. D'autre part, au contraire du bassin de Drom-Ramasse, celui de Cize-Hautecour ne connaît pas d'inondations épisodiques car, en dehors des placages morainiques, le drainage souterrain est mieux assuré en raison de

(7) Cf. 1/20.000° : Nantua n° 1.

l'appel au vide exercé par la gorge de l'Ain qui se creuse toute proche à 70 m. en dessous au minimum. Il résulte de tout cela que, quoique correspondant comme le bassin de Drom-Ramasse à un synclinal en baquet de Kimmeridgien et Portlandien et par suite affecté par une structure presque identique, le bassin de Cize-Hautecour est différent: l'évolution y est plus avancée sans doute, les eaux se sont enfouies en profondeur; mais la présence d'un limon de décomposition du calcaire qui n'est pas complètement décalcifié comme à l'Est d'Ambérieu (il est marqué « A » sur la carte géologique de Nantua) et l'existence de placages morainiques le rendent moins sec, moins âpre et plus favorable à l'occupation humaine.

A ces deux grands bassins fermés du Revermont, on peut en rattacher un autre qui leur est apparenté par ses dimensions importantes et sa netteté, celui d'Aromas, village situé au Nord-Ouest de Thoirrette, à la limite à vrai dire du Jura méridional et par suite de notre étude (8). Dans cet endroit en effet où la chaîne de Corent commence à s'abaisser, à perdre son individualité et à céder la place à des plateaux qui annoncent ceux d'Arinthod et d'Orgelet, nous quittons les monts et les vaux du Jura du Sud pour pénétrer dans la zone tabulaire du Jura central. Il s'agit encore d'un bassin fermé installé dans un synclinal de Jurassique supérieur, moins accentué parfois, cerné à l'Est par le rebord peu élevé du plateau qui domine de ses escarpements la vallée de l'Ain et à l'Ouest par le plateau plus élevé que l'on traverse entre Lavillat et Arnans et par la chaîne d'Arnans elle-même. Déjà entre Corveissiat, Saint-Maurice d'Echazaux et Le Petit Marsonnax, la route traverse une région très karstifiée, criblée de dolines et même d'ouvalas qui ont complètement désorganisée la vallée sèche qui prolonge un moment la petite reculée de Corveissiat; et cela ne peut étonner si l'on songe à la situation de ce plateau sculpté dans une masse calcaire épaisse et perché à 150 m. au moins au-dessus de la gorge de l'Ain. Mais, à hauteur du petit Marsonnax, c'est dans un véritable petit poljé, figurant un carré de 2 km. de côté environ, que l'on débouche.

Après le paysage tourmenté et anarchique que l'on vient de traverser depuis Corveissiat, la platitude de son fond frappe l'esprit; cette plaine très régulière, aux bords rigides, surtout à l'Est et à l'Ouest, est toutefois surmontée par quelques buttes très escarpées, celle du Bois en Pierrefeu au Sud et surtout les deux buttes voisines du Gros et du Petit Cuqueru situées à l'Ouest d'Aromas. On pourrait être tenté à première vue de considérer ces buttes comme des crêts correspondant au relèvement des couches de Rauracien vers l'Ouest; en fait il n'en est rien car ce sont des buttes coniques dont les pentes sont aussi raides à l'Est qu'à l'Ouest; de plus la surface plane mord sans aucun ressaut sur la région située à l'Ouest de ces buttes, qui n'est absolument pas séparée de la plaine d'Aromas. Ce sont à des hums que nous avons affaire et ces hums se dressent au-dessus d'un des poljes les plus caractéristiques du Jura méridional. Il n'y manque même pas un réseau hydrographique auto-

(8) Cf. 1/20.000° : Moirans-en-Montagne n°s 5 et 6.

nome puisque l'on voit deux petits ruisseaux venus de l'Ouest se réunir en une petite rivière, la Caborne qui, après avoir décrit quelques méandres encaissés, témoins d'un enfouissement progressif des eaux, se perd dans un grand entonnoir dont le fond est fissuré. Il y a lieu d'ailleurs de noter que ce ruisseau est à sec pendant une grande partie de l'année (9), preuve que les conduits souterrains sont particulièrement développés et que le Karst est ancien.

Ce polje reçoit aussi des vallées sèches affluentes, telle celle qui, au Sud-Est, vient du seuil de Saint-Maurice d'Echazeaux et surtout celle que l'on remonte au Nord entre Aromas et Charnod: cette dernière vallée, au profil longitudinal en pente douce et au fond plat remblayé par des éléments péri-glaciaires, permet d'accéder à un nouveau bassin fermé, celui de Charnod et Villeneuve, plus petit, mais un peu plus élevé que celui d'Aromas et qui reçoit aussi des vallées affluentes comme celle qui, au Nord, vient de « Sur les Creux ». On ne trouve pas trace ici de réseau hydrographique subaérien et, comme les deux bassins communiquent aisément par la vallée signalée plus haut, on peut en somme considérer qu'il s'agit d'une ramification du polje d'Aromas et d'un niveau sec plus élevé s'opposant au niveau inférieur d'Aromas encore parcouru par un cours d'eau intermittent: nous rencontrons ici un trait classique de la topographie des bassins fermés. Enfin, on peut aisément constater que le polje a été creusé sans doute dès le début du Pliocène, mais surtout au Pliocène supérieur quand l'approfondissement de la vallée de l'Ain a exacerbé le soutirage, à partir du plateau très karstifié que l'on traverse vers 550 m. entre Lavillat et Arnans dont il est séparé par un talus d'érosion irrégulier que n'explique aucune particularité tectonique. Ce plateau supérieur représente lui-même une surface, en partie pré-pontienne, dénivelée par faille du plateau d'Arnans encore plus élevé (633 m.), en partie ponto-pliocène, fortement remaniée par le Karst pendant le Pliocène (fig. 33 et 34), et l'on voit ainsi, par cet étagement des formes du relief, comment la dissolution chimique gagne peu à peu en profondeur et comment la karstification pliocène a réussi à créer un paysage original.

Avec son altitude un peu inférieure à 500 m. le polje d'Aromas est déjà plus élevé que les deux bassins fermés du Revermont précédemment étudiés. On ne peut cependant pas le comparer aux rares synclinaux perchés du Jura du Sud qui ont évolué comme de véritables petits poljes et dont l'altitude est nettement supérieure. Il en est ainsi, tout près du polje d'Aromas, du val perché d'Arnans-Tête Béguine (10) qui s'avance en proue au-dessus de la demi-cluse de Ségnac et a été façonné par l'érosion karstique pliocène en un bassin fermé à partir d'un aplanissement ponto-pliocène qui tronquait les crêts de bordure. Le plan d'Evosges, autre bel exemple de

(9) Le ruisseau était notamment asséché en juillet 1953 en dépit d'une longue période de pluies qui avaient ramené l'eau dans la plupart des ravins du Jura.

(10) Cf. 1/20.000° : Moirans-en-Montagne n° 5 et Nantua n° 1.

val perché dominant de 450 m. la cluse des Hôpitaux, rentre dans la même catégorie de formes (11).

En dehors de ces poljes de grandes dimensions qui occupent des synclinaux, faillés ou non, il existe de petits bassins fermés qui ne méritent plus le nom de polje mais qui diffèrent néanmoins des ouvalas par leur origine et leur étendue. Nous avons vu déjà que la plaine de Merlogne qui déroule ses pâturages dans la partie Nord du plateau de Retord est un bassin fermé de ce type; extrêmement plate, elle a un contour géométrique et des limites rectilignes: les versants qui l'entourent semblent dirigés par des dislocations secondaires; certaines des dolines en entonnoir qui la recreusent fonctionnent comme emposieux pour les eaux de ruissellement qui ne peuvent s'échapper que souterrainement. Des dépôts glaciaires signalés sur la carte géologique (feuille de Nantua), recouvrant d'ailleurs des argiles rouges épaisses témoignant d'une importante karstification, ont été conservés dans cette vaste dépression et prouvent une fois de plus que ces formes karstiques de grandes dimensions ont été en majeure partie sinon en totalité façonnées avant le Quaternaire.

Dans le Bas-Bugey et ses bordures orientales on rencontre d'autres bassins fermés de ce genre. Le Mont Tournier renferme ainsi le bassin fermé de La Late (12), déjà signalé par M. Cholley [90]; long d'un kilomètre, large de 3 à 400 m., ce bassin fermé très net a été creusé à partir de la surface néogène de 700 m. qui rabote ici la voûte de l'anticlinal du Mont Tournier; comme les autres formes du même type il offre des parties marécageuses, inondées à certaines époques par l'eau sortie des « bourbouillons », tandis que le hameau de La Late est situé sur une bordure rocheuse et sèche.

En bordure du lac du Bourget, dans la chaîne de la Charvaz, on trouve deux bassins fermés aussi caractéristiques (13): celui de Billon au fond très marécageux et dont la bordure orientale, assez rectiligne, a été guidée par une faille, ainsi que semblent l'indiquer les escarpements importants qui dominent le bassin de ce côté; un peu plus au Nord, entre Semelaz et Chanaz la dépression du marais de Banges, elle aussi occupée partiellement par les eaux à certains moments et renfermant de la tourbe noirâtre.

Entre ces deux dépressions s'ouvre un autre bassin qui, théoriquement, est encore drainé vers l'extérieur, mais qui en fait est un bassin quasi fermé: c'est celui de Saint-Pierre de Curtille. Avec ce bassin nous entrons dans une catégorie de formes répandue dans le Jura méridional, celles des dépressions à peine drainées superficiellement et qui s'acheminent à bref délai vers l'isolement karstique. Il s'agit d'une dépression bien cultivée où se pressent plusieurs agglomérations, qui s'allonge du Nord au Sud entre le mont Landard et le chaînon de bordure du lac du Bourget; au Nord son fond verdoyant et doucement ondulé est surmonté de buttes rocheuses, telle celle qui porte La Croix de Pierre à l'Est du hameau de Curtille; au Sud,

(11) Cf. 1/80.000° : Nantua S.O. — 1/50.000° : Saint-Rambert.

(12) Cf. 1/50.000° : Chambéry.

(13) Cf. 1/20.000° : Rumilly n° 5.

ce sont des plaines extrêmement plates et marécageuses, le Grand Marais et Conque Bornié qui constituent la partie méridionale du bassin.

Mais si au Nord, vers le hameau de Morin, le bassin est fermé par un seuil léger certes, mais cependant perceptible, que franchit la route de Semelaz, on ne peut en dire autant au Sud-Ouest où l'on rejoint le ruisseau et la cluse de Crémont sans jamais remonter. Théoriquement, le bassin n'est pas fermé de ce côté et le drainage peut se faire vers le Rhône par le ruisseau de Crémont. En fait, depuis Quinfieux jusqu'à la source du ruisseau, vers Conque Bornié, le drainage est fort indécis, pour ne pas dire nul, à travers les grands marais qui occupent un fond absolument plat où nul écoulement d'eau n'est visible. De plus, à l'extrême Sud, vers Les Puits d'Enfer que signale le plan-directeur, il existe des parties inondées par des bourbouillons qui rejettent de l'eau à certaines époques. La karstification est donc fort avancée et l'on peut considérer ce bassin de Saint-Pierre-de-Curtille comme un quasi-polje où le Karst, aidé jadis par l'érosion glaciaire, semble l'emporter sur l'érosion régressive à l'air libre du ruisseau de Crémont.

Dans cette même catégorie de bassins quasi fermés rentre évidemment le plateau-val d'Hauteville. Nous avons assez insisté sur les aspects de ce plateau où l'Albarine n'assure qu'un drainage illusoire et où le Karst règne en maître pour ne pas y revenir ici (14).

Il existe enfin des dépressions maintenant reliées au réseau hydrographique général mais que l'on soupçonne avoir été jadis des bassins fermés reconquis ultérieurement par l'érosion subaérienne. Tel semble être le cas du bassin de Cerdon qui termine la reculée du Veyron si profondément insérée dans les chaînes du Bugey occidental (15). Cette région de Cerdon semble avoir connu d'ailleurs une évolution complexe. Nous avons vu en effet, en étudiant le problème du débouché occidental de la cluse de Nantua, que l'on pouvait considérer qu'au début du Pliocène le cours d'eau qui, aux environs de 700 m. d'altitude, passait par la cluse de Nantua, empruntait ensuite la vallée maintenant sèche de Ceignes-La-Balme-sur-Cerdon pour rejoindre les plaines de la Saône. Les grandes accumulations de quartzites roulés pliocènes que l'on observe entre Neuville-sur-Ain et Pont d'Ain et entre Poncin et Jujurieux semblent confirmer cette hypothèse.

Mais il apparaît que ce débouché ne s'est pas maintenu jusqu'à la fin du Pliocène. La vallée sèche de Ceignes est en effet suspendue à La Balme à près de 600 m. d'altitude au-dessus du creux de Cerdon: c'est l'altitude du débouché des vallées attribuées au Pliocène inférieur sur d'autres bordures du Jura, en particulier dans le Molard de Don et le Bas-Dauphiné (16). En outre, quand on examine l'aspect du creux de Cerdon, on ne peut s'empêcher d'y voir un ancien bassin fermé reconquis au drainage subaérien par érosion

(14) Cf. chapitre précédent.

(15) Cf. 1/80.000° : Nantua N.O. Cf. aussi 1/20.000° : Nantua n° 5.

(16) Cf. A. Cholley [90, 91].

régressive partie de l'Ain tout proche. Profondeur très grande de ce fond de vallée avec escarpements importants qui barrent l'horizon vers l'Est, convergence de vallées, telles la vallée du Nord suivie par la route directe de Cerdon à Ceignes, la vallée du Pont d'Enfer à l'Est, le Bief de Fougues et deux autres ravins au Sud, existence de buttes escarpées et d'un manteau épais de limon plus ou moins décalcifié semblable à celui que l'on trouve sur les plateaux qui entourent le Mont Luisandre, enfin fermeture presque complète du bassin à l'Ouest où le Veyron s'échappe par la cluse très étroite du Pont de Préau, tous ces traits font penser au bassin jadis fermé de Nans-sous-Sainte-Anne où le Lison prend maintenant sa source. Les fractures à grand rejet qui caractérisent la tectonique complexe de cette région ne pouvaient que favoriser la formation d'un bassin fermé en créant une zone d'effondrement qui amorce souvent en pareil cas l'évolution karstique: le Rauracien et le Séquanien sont conservés sur les buttes méridionales alors qu'à l'Ouest, au-dessus de la cluse du Pont de Préau, c'est le Bathonien qui constitue les sommets.

Quand situer l'épisode karstique qui a mis fin à un important drainage subaérien dirigé de l'Est vers l'Ouest et modifié complètement le réseau hydrographique de cette bordure occidentale du Bugey (17)? Il semble que le Pliocène supérieur ait vu cette transformation du drainage et le creusement de ce bassin fermé, car la surrection du Bugey à cette époque a créé des conditions favorables en accélérant l'enfouissement des eaux en profondeur et la karstification. La reconquête du bassin fermé de Cerdon par le Veyron venu de l'Ain a pu s'effectuer à l'interglaciaire Riss/Würm, à une époque où les débits étaient abondants et le creusement actif, avant que le remblaiement post-würmien ne comble le golfe de Leymiat où le Veyron s'encaisse légèrement aujourd'hui, dans une terrasse très plane, avant de rejoindre la rivière d'Ain à l'Ouest de Poncin.

5° *La circulation souterraine.*

Les phénomènes karstiques de surface que nous avons examinés supposent évidemment l'enfouissement d'un volume d'eau important et par suite une circulation souterraine assez active. Toutefois, en raison des plissements qui ont pour effet de multiplier les niveaux marneux pour une altitude donnée, le cheminement souterrain des eaux rencontre des obstacles qui n'existent pas dans une région de structure tabulaire. Aussi, le Jura méridional connaît-il une circulation souterraine beaucoup moins développée et bien plus fragmentée que le Jura central.

(17) L'aspect de la topographie comme l'emplacement des cailloutis pliocènes permettent de penser qu'avant la formation du bassin fermé, le cours d'eau, venu du Nord-Est, se dirigeait vers Jujurieux par Breignes et l'actuel vallon de l'Ecotay en suivant le fossé tectonique où l'Helvétien et le Pontien sont conservés plutôt que de percer l'anticlinal du Pont de Préau.

Alors que dans ce dernier les directions des écoulements souterrains sont très diverses, ainsi qu'on peut l'observer en consultant la carte des cours d'eau souterrains [80], on constate dans le Jura méridional que les écoulements souterrains sont localisés dans les synclinaux et suivent les axes de ces derniers, ce qui est évidemment très normal; les eaux souterraines ne retrouvent un peu d'indépendance que dans les zones de structure subhorizontale, soit qu'il s'agisse de larges synclinaux en fond de baquet où les terrains ne sont que localement ondulés par la collapse structure, soit que l'on ait affaire à de lourds anticlinaux à grand rayon de courbure et peu marqués.

On peut citer quelques exemples de ces phénomènes. Il s'agit d'abord et surtout de pertes subies par les rivières et de cours souterrains qui parfois doublent les cours subaériens et parfois les soutirent complètement. On a déjà vu que l'Albarine s'asséchait pendant la plus grande partie de l'année entre Brénod et Hauteville; les eaux disparaissent dans les fissures du calcaire très crevassé du Valangien et sortent en majeure partie par les grosses résurgences que l'on observe, sur le versant Nord de la gorge de Nantuy à Charabotte, au contact d'un banc marneux bien visible depuis la route de Tenay à Hauteville.

La Valserine connaît des pertes célèbres en amont de Bellegarde dans l'Urgonien qu'elle atteint au droit de Lancrans (18) : les eaux infiltrées reparaissent en aval, dans le val du Rhône, au contact de l'Hauterivien marneux sous-jacent, en particulier dans la vallée de la Dorche au Sud de Chanay; elles se mélangent souterrainement aux eaux perdues par le Rhône lui-même en aval de Coupy. Il faut signaler d'ailleurs que l'hydrographie souterraine a été fortement perturbée dans cette région par la construction du barrage de Génissiat, en raison du plan d'eau qui a provoqué un relèvement du niveau de base constitué par le Rhône et en raison du colmatage au ciment ou au riz de la plupart des fissures du lit du Rhône qui a eu pour effet de reporter plus en aval des points de résurgence.

La cluse de Nantua offre un autre exemple d'écoulement souterrain. Il s'agit d'une section synclinale de cette cluse composée, si bien que nous avons affaire encore à un drainage dirigé par une gouttière structurale. Toutefois, à la différence des cas précédents, l'écoulement en profondeur n'est pas doublé par un ruisseau en surface. Il s'agit du drainage souterrain du lac de Silan vers l'Ouest (19). Ce lac possède deux exutoires: en période de hautes eaux une partie des eaux se déverse à l'air libre vers l'Est et alimente le Combet, affluent de la Semine, à travers la région marécageuse qui s'étend entre le lac et la cluse de la gare de Charix; en tout temps les eaux du lac s'infiltrant dans des fissures proches de l'ancienne glacière et, à travers les éboulis qui barrent de ce côté le lac, alimentent les résurgences ou doyes des Neyrolles qui donnent naissance au petit affluent du lac de Nantua. Les eaux souterraines sont, là

(18) Cf. 1/20.000° : Saint-Julien-en-Genevois n° 5 et Seyssel n° 1.

(19) Id. Nantua n° 7 et 8.

encore, nettement canalisées par l'étroit synclinal bordé de fractures qui relie le synclinal de Charix à celui de Brénod.

Mais c'est dans le Revermont que l'on trouve peut-être les exemples les plus frappants de drainage souterrain. C'est ainsi que le val du Suran offre le cas d'une vallée où un écoulement souterrain double en permanence le ruisseau et se substitue très souvent à lui sur une section de son cours (20). A partir de Chavannes-sur-Suran en effet, c'est-à-dire dès que le Suran aborde les calcaires du Crétacé inférieur qui sont de véritables écumoires, des pertes se produisent qui vont en se multipliant. Tantôt véritables cribles, tantôt simples fissures, ces pertes sont récentes et vont en s'élargissant : elles ne datent guère en effet que de la fin du XIX^e siècle et les gens âgés du pays se souviennent encore fort bien que, dans leur jeunesse, le Suran n'était jamais à sec. Il est loin d'en être de même aujourd'hui : à hauteur de Villereversure et de Bohas, le lit du Suran est complètement à sec une partie de l'été ; il n'y a d'exception à cette règle que lors des étés très pluvieux, tels ceux de 1953 et 1954, où l'on s'étonne de voir le Suran couler à l'air libre.

Les pertes cessent vers Meyriat et les eaux infiltrées commencent à réapparaître au jour et à être restituées au Suran avec la résurgence du Gour de Moinans ; mais le ruisseau ne redevient vraiment permanent que plus au Sud, à hauteur du hameau de Fromente. Il faut noter d'ailleurs que, à l'exception du Gour de Moinans, on n'observe pas de source nette en aval et que l'eau remplit des trous de plus en plus nombreux dans le lit du ruisseau. M. Chabot a montré [79] qu'il s'agissait en somme de l'intersection du lit du fleuve avec une nappe souterraine reposant sur l'Oxfordien sous-jacent et que la rencontre de cette nappe était évidemment conditionnée par la remontée vers le Sud de la cuvette d'Oxfordien et de tous les terrains : le Crétacé inférieur disparaît en effet en surface et le Jurassique supérieur constitue de nouveau le fond du val à partir du hameau de Planche.

Outre cet écoulement souterrain de vallée synclinale, le Revermont nous offre un autre exemple de circulation souterraine : il s'agit du drainage souterrain du plateau d'Aromas-Saint-Maurice d'Echazeaux vers la résurgence de Corveissiat, en grande partie captée pour l'alimentation de nombreuses communes du val du Suran (21). Les eaux de la Caborne en particulier qui, on l'a vu, se perdent dans un entonnoir, quand elles n'ont pas disparu dans des fissures situées plus en amont, réapparaissent au-dessus de l'Ain dans la reculée de Corveissiat. Les conditions de ce drainage souterrain sont un peu analogues à celles qui régissent le val de Brénod-Hauteville puisque nous avons affaire aussi à un plateau perché au-dessus de la profonde gorge de l'Ain et correspondant à un large synclinal, en fond de baquet, de Jurassique supérieur ; la reculée de Corveissiat le draine en grande partie parce que précisément elle a percé le volet de l'anticlinal de l'Ain qui cerne à l'Est la cuvette structurale.

(20) Cf. 1/80.000^e : Saint-Claude S.O. et Nantua N.O. — 1/50.000^e : Bourg et Ambérieu.

(21) Cf. 1/20.000^e : Moirans-en-Montagne n^os 5 et 6 et Nantua n^o 1.

Bien qu'il s'agisse d'un synclinal très différent de celui du Suran, au fond beaucoup plus large et à l'axe plus élevé, nous sommes toujours dans le cas d'un écoulement souterrain guidé par une cuvette synclinale. Plus rares sont dans le Jura méridional les exemples de drainage souterrain qui font communiquer deux synclinaux à travers une zone anticlinale. On peut pourtant en citer quelques-uns et en particulier les communications souterraines qui existent entre les entonnoirs de la Maubretaine ou val d'Innimont et la grosse résurgence intermittente qui sourd sur le versant Nord du ravin échancrant le Bois de la Morgne, entre Marchamp et Lompnaz, connue dans la région sous le nom de « Groin » de Marchamp (ph. 30 et 31). Les fractures, nombreuses dans ce secteur, doivent d'ailleurs jouer un rôle dans cette traversée des eaux d'une unité à l'autre et le cheminement doit se faire assez profondément et subir de brusques variations d'altitude du fait de l'existence de ces failles. Le caractère intermittent du « Groin » de Marchamp qui trahit l'existence d'un siphon qui s'amorce et se désamorce suivant la hauteur des eaux souterraines s'explique peut-être par l'existence du bloc synclinal faillé qui sépare la Maubretaine de la boutonnaire de Marchamp-Lompnaz: les eaux souterraines emprisonnées dans le synclinal ne pourraient parvenir au bloc anticlinal de Marchamp-Lompnaz que lorsqu'elles atteindraient un certain niveau.

Il faut encore citer comme exemple de circulation souterraine complexe et non plus seulement limitée à une cuvette synclinale le trajet en profondeur, vérifié depuis longtemps, des eaux qui s'infiltrant dans la cuvette de Drom et qui, à travers l'anticlinal du Mont Fayolle, vont ressortir à Meillonas en bordure de la Bresse: en effet, les eaux savonneuses provenant des lavoirs du village de Drom réapparaissent nettement dans les fontaines des environs de Meillonas. Là aussi, les complications tectoniques extraordinaires de la bordure du Jura, plis-failles et plans de chevauchement, en créant des zones de discontinuité et des hiatus, ne doivent pas être étrangères à cette propagation des eaux souterraines à travers des structures anticlinales et des reliefs importants.

Les gouffres.

Traiter de la circulation souterraine des eaux incite tout naturellement à parler des gouffres qui sont soit des points d'absorption des eaux, soit des regards ouverts sur ce drainage souterrain.

Nous avons déjà tenté, à propos des dolines, de définir ce que l'on entend dans le Jura par emposieu et de distinguer cette forme karstique des véritables gouffres. Avant de parler de ces derniers, il convient encore de mettre à part une autre forme karstique qui, à vrai dire, ne ressemble pas tant au gouffre par son aspect (il n'y a pas de trou visible) que par sa fonction: les bourbouillons si répandus dans le Jura méridional. On appelle ainsi dans le Bugey des creux criblés de fissures, situés dans des bas-fonds marécageux de dépressions fermées, qui jouent tantôt le rôle de puits absorbants et tantôt rejettent de l'eau qui inonde les alentours en bouillonnant (d'où le nom de bourbouillon). Ces bourbouillons se distinguent des emposieux en ce qu'ils n'ont absolument pas la forme d'entonnoir

propre à ces derniers et aussi en ce qu'ils jouent tantôt le rôle de points d'absorption et tantôt celui de ponors, au contraire des empoisseurs qui absorbent, semble-t-il, les eaux. Les bourbouillons sont extrêmement nombreux dans le Jura méridional comme en témoigne la toponymie. On en rencontre dans chaque dépression fermée du plateau des Molunes comme dans les rainures du Molard de Don. Les plus spectaculaires sont peut-être ceux qui parsèment les creux du bassin fermé de Drom-Ramasse en Revermont: c'est par eux que s'échappent les eaux souterraines rejetées par le calcaire saturé d'eau qui inondent certaines parties de ce polje; c'est un spectacle peu banal que de voir alors les eaux sous pression s'élever en colonnes qui atteignent parfois 20 cm. de diamètre et 2 m. de hauteur: « l'eau tronche » disent alors les gens du pays.

Mais venons-en aux gouffres véritables. Il faut d'abord souligner que le Jura méridional est assez pauvre en gouffres. Certes, les plans directeurs au 1/20.000^e eux-mêmes ne signalent pas tous les puits karstiques et sur les hauts plateaux peu habités on ne peut être sûr de connaître tous les orifices. On est néanmoins assez bien renseigné pour affirmer que les gouffres sont bien moins fréquents dans le Jura méridional que dans le Jura central. Nous avons exposé les causes de cette relative pauvreté en étudiant les conditions du Karst (22). Il s'agit en effet de formes profondes très complexes dont le creusement exige des calcaires purs, épais et, autant que possible, peu dérangés: autant de conditions qui sont absentes du Jura méridional où la minceur relative des bancs calcaires et le dispositif plissé des couches permettent, nous l'avons vu, le foisonnement des formes karstiques superficielles, mais entravent le façonnement des formes profondes.

Si l'on envisage maintenant la répartition des gouffres dans le Jura du Sud, on constate que la majorité d'entre eux sont situés sur les hauts plateaux enclavés dans les chaînes, là où, sauf exceptions locales, les terrains sont moins dérangés et où l'altitude élevée (plus de 1.000 m.), jointe à la proximité de vallées profondes, exacerbe la descente des eaux en profondeur et la dissolution chimique. C'est ainsi que l'on trouve trois gouffres ou, comme l'on dit ici, trois « précipices » sur le plateau de la forêt de Champfromier (23): ce sont le gouffre de Buclaloup au Nord, en partie obstrué d'ailleurs par un tampon argileux, celui du Tombaret à peu près au Centre du plateau et, au Sud-Est, un autre précipice auquel aucun nom n'est attribué sur le plan directeur. Encore ne s'agit-il que des gouffres indiqués par la carte; étant donné le couvert forestier très dense qui règne sur ce haut plateau, il est fort possible qu'il existe d'autres orifices. Remarquons que sur ces trois gouffres un seul, celui de Buclaloup, s'ouvre à proximité d'entailles profondes opérées par l'érosion subaérienne, en l'occurrence la « combe en reculée » d'Orvaz; les autres sont éloignés des bords du plateau. C'est la preuve que l'appel au vide ne s'exerce pas seulement près des dépressions voi-

(22) Cf. 4^e partie — A, Chap. 1.

(23) Cf. 1/20.000^e : Saint-Julien-en-Genevois n° 1.



Photo 31 (voir légende photo 30).



Photo 32

La cluse de Pierre-Châtel et le pont de La Balme, débouché
occidental. Entaille étroite aux versants très abrupts affouillés
par les glaces et creuses d'excavations dues vraisemblablement
aux tourbillons d'écoulements plus élevés et plus abondants
qu'aujourd'hui. A gauche, au dessus de l'auge, replat vers
400 mètres. Au fond, le Taintinet.

W./S.W.

E./N.E.

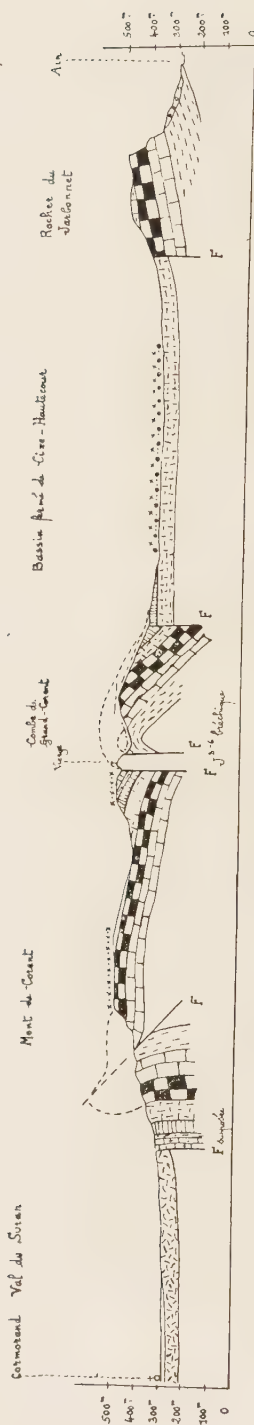


Fig. 36. — Coupe de Cormorand à la rivière d'Ain par Vierge de Grand-Corent et le Rocher de Jarbonnat.
Echelle des longueurs et des hauteurs = 1 : 32 500.

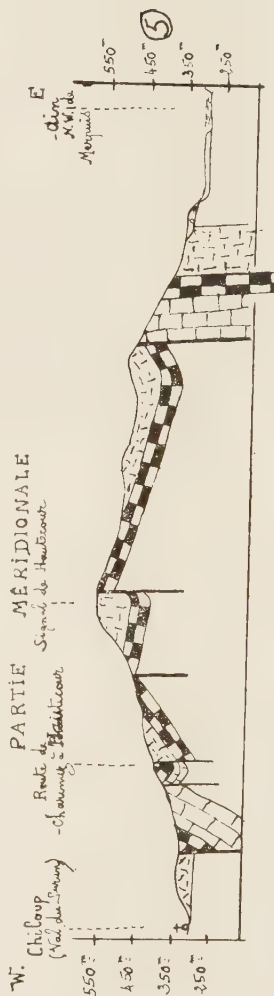


Fig. 37. — Coupe à travers l'extrémité Sud de la Montagne de Corent, de Chiloup à l'Ain par le Signal de Hautecourt.

Echelle des longueurs et des hauteurs = 1 : 20 000.

Coupe 5.

Fig. 33 à 37. — Tracé des couches d'après M. H. Vincienne. Cinq coupes à travers la Montagne de Corent. Coupes (1) et (2), à travers la zone septentrionale; Noter les complications de la bordure Ouest où le flanc normal de l'anticlinal coiffe le flanc inverse et le fait à peu près disparaître sur la coupe 1. Coupe (3): anticlinal unique avec flanc Ouest inverse un peu renversé. Coupe (4): deux anticlinaux accolés séparés par une zone d'écrasement. Coupe (5): deux portions de voûte accolées, celle de l'Est réduite à son flanc oriental. Noter ici et là, les aplanissements karstiques pliocènes des sommets, remaniant sans doute des surfaces plus anciennes (synclinal perché d'Arnans sur la coupe 1) et les entailles pliocènes (Grand-Corent).

sines et que le réseau de galeries et la circulation souterraine sont bien développés sur toute l'étendue du plateau.

Comme autre exemple de gouffre s'ouvrant sur une haute surface, on peut citer le « Puits perdu » qui est situé dans la partie Sud-Est du plateau de Chamoise, au-dessus du lac de Nantua (24), à peu de distance du ressaut qui conduit au plateau supérieur exigu du signal des Monts d'Ain. Il y a là en effet une masse imposante de calcaire fissuré du Jurassique supérieur, ainsi qu'on peut s'en rendre compte sur les escarpements qui dominent le lac de Nantua. Cette grande épaisseur de calcaire ne pouvait que favoriser l'apparition de formes karstiques profondes, en même temps que la très forte dénivellation qui sépare le plateau de Chamoise du lac de Nantua (près de 400 m.) activait l'enfouissement des eaux en profondeur.

À côté des « précipices » qui trouent la surface des hauts plateaux, on rencontre des gouffres de vallées, souvent situés dans les vaux qui correspondent à des synclinaux pincés très étroits; le redressement à la verticale des couches affleurant au sol qui caractérise ce type de synclinaux, le plus souvent crétacés, favorise évidemment la descente des eaux dans le sol et par suite la formation de puits absorbants. Parmi ces gouffres de vallées les uns s'ouvrent au fond de vallées sèches et ne servent pas d'exutoire à un ruisseau, du moins de façon permanente. Tel est le cas de l'aven, à l'orifice d'ailleurs très étroit, que l'on trouve dans la vallée sèche descendant du Retord et empruntée par la petite route qui joint Lalleysiat à La Seiglière (25). D'autres au contraire sont l'aboutissement d'un écoulement subaérien et sont situés à la terminaison d'une vallée aveugle ou au moins à proximité. On peut considérer comme tel le gouffre, en partie obstrué artificiellement, qui sert de déversoir intermittent au lac de Lamoura et s'ouvre au Nord du lac en bordure de la route de Lamoura à La Cure (26). La vallée du Bief Froid, venu du Nord-Est, est bien une vallée aveugle qui se termine par un seuil, vers la cote 1166, là où passe la petite route joignant le lac à Lajoux, et une bonne partie des eaux du lac se déversent, dès qu'un certain niveau est atteint, dans ce gouffre.

Il arrive enfin que des gouffres s'ouvrent sur le versant d'un mont. Il s'agit toujours du versant le moins incliné, celui qui correspond au flanc normal de l'anticlinal, et de plus c'est sur un adoucissement de pente, sinon sur un replat, que de tels gouffres sont situés. Tel est le cas du puits que l'on rencontre à l'Ouest/Nord-Ouest de Ruffieu, sur le versant oriental du Planachat, sous le col de Valorse (27). La présence d'un gouffre dans une pareille situation, à l'écart de toute vallée et dominant de 200 m. environ le fond du Valromey, n'est pas sans poser un problème car il n'est guère

(24) Cf. 1/20.000° : Nantua n° 7 et 8.

(25) Il existe un aven du même type sur le haut plateau qui s'étend entre la Dôle et le col de la Faucille à proximité de la frontière suisse. Cf. 1/20.000° : Saint-Claude n° 4.

(26) Cf. 1/20.000° : Saint-Claude n° 3.

(27) Cf. 1/80.000° : Nantua S.E. et 1/50.000° : Saint-Rambert.

possible de le rattacher au système d'érosion actuel. Nous sommes amenés ainsi à nous interroger sur l'origine des gouffres que l'on rencontre dans le Jura méridional.

Il faut d'abord noter que l'on n'a pas affaire dans le Bugey et le Revermont à des gouffres d'effondrement caractérisés par des orifices de grandes dimensions. Cela n'a rien d'étonnant dans une région où le caractère incomplet du Karst ne permet pas de rencontrer un système de galeries souterraines très développées dont le plafond approche dangereusement de la surface du sol. Les ouvertures des puits de notre région sont de dimensions fort modestes; beaucoup sont étroites et allongées et incitent à considérer ces gouffres comme de simples fissures élargies par les eaux et la fonte des neiges: tel est le cas du Tombaret, gouffre situé au centre de la Forêt de Champfromier et aussi des puits étroits ou lésines qui strient le versant occidental de la haute chaîne des Monts Jura et dont on trouve des exemples entre le col de La Faucille et Le Cabaret, ainsi qu'entre ce dernier chalet et le sommet du Colomby de Gex.

Mais si les gouffres du Jura méridional ont de toute évidence été façonnés par les eaux courantes et par des processus d'érosion non seulement chimique, mais mécanique, il n'apparaît pas que ce façonnement doive être attribué à l'époque actuelle. On remarque en effet que les gouffres ne sont pas situés dans des fonds de vallée sèche, dans des points où se rassemblent actuellement les eaux courantes. On les rencontre souvent sur les pentes des ondulations qui accidentent les plateaux ou sur les versants des vallées ou encore sur la surface même des hauts plateaux sans qu'aucune vallée soit esquissée alentour. Il en est ainsi du gouffre du Tombaret, déjà cité plus haut, qui s'ouvre brusquement à la surface du plateau alors qu'un réseau de vallées sèches assez dense existe tout près de là.

On est ainsi conduit à penser que ces puits ne sont plus en rapport avec les formes topographiques récentes et en particulier les petites vallées sèches façonnées depuis le Quaternaire et qu'ils constituent des formes fossiles. L'ampleur de la dissolution chimique et de l'érosion mécanique que suppose la formation de ces gouffres n'est d'ailleurs pas en rapport avec la faiblesse des manifestations karstiques actuelles et incite aussi à considérer les rares avens bugistes comme des formes anciennes. On peut se demander à ce sujet si le puits situé vers 900 m. sur le versant oriental du Planachat n'est pas en rapport avec un fond de vallée pliocène du Valromey et en particulier avec le niveau de 800 m. qui semble remonter au Pliocène inférieur. Sur les hauts plateaux qui constituent d'anciens aplanissements pré-pontiens remaniés par le Karst pliocène les gouffres ont sans doute été façonnés par les écoulements torrentiels intermittents qui caractérisaient le Pliocène. C'est à des conclusions analogues que Martel a abouti dans ses études sur les gouffres des Causses.

Les résurgences.

Au terme de la circulation souterraine se trouve souvent la résurgence. En effet, les eaux qui parfois sont absorbées par les gouffres, mais le plus souvent s'infiltrent dans de simples fissures,

ne reparaissent pas toujours de manière imperceptible dans les lits crevassés des ruisseaux, comme c'est le cas du Suran en aval de Meyriat. Souvent, c'est par une grosse source, une résurgence, qu'elles revoient le jour.

Parmi ces résurgences, il en est qui ont été jadis en activité, mais qui ne fonctionnent plus aujourd'hui, au moins de façon permanente, par suite du creusement ultérieur de vallées profondes, à proximité, qui a déterminé une descente des eaux souterraines et le forage de nouveaux conduits aboutissant aux sources actuelles plus basses. De nombreuses grottes qui s'ouvrent au flanc des escarpements calcaires rentrent dans cette catégorie d'anciennes résurgences; à de rares époques, après des périodes extraordinairement pluvieuses, quand les conduits souterrains inférieurs sont gorgés d'eau, il arrive que des écoulements d'eau s'en échappent; mais il s'agit d'un fait exceptionnel. On pourrait citer, entre autres exemples, la grotte de Hautecour (28), creusée au flanc de la Montagne de Corent, au Nord-Ouest du village. Elle a pu fonctionner comme résurgence active en un temps où l'Ain coulait au niveau du bassin fermé actuel de Cize-Hautecour; mais depuis le creusement de la profonde gorge de l'Ain, les eaux se sont enfouies plus bas et c'est désormais vers Serrières-sur-Ain que se trouvent les résurgences.

À côté de ces résurgences abandonnées par les eaux, on en rencontre qui sont encore en pleine activité. Beaucoup sont intermittentes et témoignent par là même d'une circulation souterraine complexe et de l'existence de siphons. Le « Groin » de Marchamp, déjà cité (ph. 31), rentre dans cette catégorie (29): en communication avec les entonnoirs et les fissures de la Maubretaine dans lesquels disparaissent les eaux du ruisseau de la Brune (ph. 30), provenant de la combe du Molard de Don, cette résurgence extrêmement puissante est complètement tarie pendant un ou même plusieurs jours avant de recommencer à fonctionner (30).

On trouve aussi une résurgence intermittente, un autre « groin » pour parler en langage bugiste, dans la partie méridionale du Valromey: c'est celui que l'on rencontre à l'Ouest du hameau de Vaux Moret et de l'Arvière (31). Mais l'aspect de cette résurgence est bien différent de celui du Groin de Marchamp. Nous n'avons plus affaire à un trou béant ouvert sur le versant d'un ravin. Il s'agit d'une vasque ovale remplie d'eau verte qui occupe le fond d'un entonnoir aux pentes fort escarpées; la profondeur de cette vasque diminue du Nord au Sud et c'est par un seuil peu profond que l'eau se déverse en cascates dans un ruisseau qui, au bout de 200 m., rejoint l'Arvière. Mais l'aspect de ces lieux change suivant les jours:

(28) 1/20.000° : Nantua n° 1.

(29) Cf. 1/20.000° : feuille de Belley n° 6. La grotte de la Jaquette, située à 200 m. environ au-dessus du « Groin » paraît être une résurgence ancienne abandonnée depuis que les eaux souterraines se sont enfouies plus profondément, en même temps que se creusait la boutonnière de Lompnaz.

(30) Cf. Supra.

(31) 1/20.000° : Belley n° 4.

à certains moments, l'eau de la vasque ne s'échappe plus vers l'Arvière, preuve qu'elle n'est alors plus alimentée; parfois, beaucoup plus rarement, le niveau de la vasque baisse à un tel point, par infiltration dans des fissures et évaporation, que l'on aperçoit vers la rive Nord la sortie d'une galerie qui conduit les eaux en temps ordinaire et que l'on peut remonter sur une certaine longueur. Les habitants du hameau voisin insistent sur la violence du courant qui arrive par cette galerie en expulsant l'air emprisonné quand le siphon se réamorce de nouveau.

Nous sommes en présence d'une circulation souterraine fort complexe et de la réapparition d'eaux qui se sont enfouies probablement très en amont dans le Valromey. On note en effet que la résurgence est entaillée dans les calcaires valanginiens recouverts par endroits de moraines; or, entre l'Urgonien qui, au-dessus forme la table du plateau de Vieu et Champagne et le Valanginien, s'intercalent les assises marneuses de l'Hauterivien peu propices à l'enfouissement des eaux en profondeur. Il est donc peu probable que les eaux du groin se soient infiltrées dans les parages immédiats. En revanche, l'existence de dislocations transversales dirigées Est-Ouest que l'on a cru pouvoir déceler vers Ossy et Poisieu et qui découpent le Valromey en deux blocs assez rigides (32) (elles ne sont pas mentionnées dans la carte géologique) a dû favoriser la descente des eaux qui se perdent sur le vaste plateau urgonien de Songieu-Chemillieu; J.-B. Martin avait déjà signalé [113] que le sol sonnait parfois creux sur ce plateau où les cavités souterraines ne doivent pas manquer. Si l'on ajoute à cela que le contact du Valromey avec le Retord se fait, vers Hotonnes, par failles, qui, elles non plus, ne sont pas mentionnées sur la carte géologique, on voit que les eaux qui alimentent le groin de Vaux Moret doivent parcourir un long trajet souterrain depuis le plateau de Songieu et très vraisemblablement depuis la partie méridionale du Retord, drainée en profondeur vers le Sud; ce trajet s'accompagne certainement de siphons au voisinage des fractures d'Hotonnes et d'Ossy-Poisieu et c'est ce qui explique l'intermittence de l'arrivée des eaux.

Outre ces deux résurgences intermittentes et très caractéristiques, on rencontre quelques grosses sources au débit abondant qui restituent d'importants écoulements enfouis sous terre. Parmi ces résurgences, les unes sont situées au bas des versants de vallées profondes, entaillées dans de grandes épaisseurs de calcaires jusqu'aux marnes sous-jacentes qui favorisent la réapparition des eaux à l'air libre quand ce ne sont pas des fractures qui expliquent celle-ci. Il en est ainsi de la vallée de la Valserine, en aval de Champfromier surtout, là où la rivière atteint, sous le plateau urgonien perforé du Ladaï, les marnes hauteriviennes qui arrêtent l'enfouissement des eaux. On trouve aussi des résurgences dans la section de la vallée de la Semine située entre la Combe d'Orvaz et Saint-Germain-de-Joux (33), en particulier la Fontaine Noire au N.-E. d'Echallon qui

(32) Cf. 1^{re} partie, Chap. II et aussi 3^e partie, Chap. III et VI, le développement consacré au Valromey.

(33) 1/20.000^e : Nantua n° 4.

recueille les eaux infiltrées dans la banquette calcaire de Belleydoux-Echallon, ou encore les sources de Prapon, tandis que les grottes situées plus haut, comme celle du Puits Perdu, au Sud-Ouest de Plagne, sont vraisemblablement d'anciennes résurgences qui ont fonctionné en fonction d'un ancien fond de vallée (pliocène supérieur?) situé vers 600 m. La vallée de l'Ain, si profondément entaillée entre Thoirette et Poncin et la cluse des Hôpitaux offrent aussi des sources à débit abondant: tel est le cas de la doye d'Argis ou des résurgences qui, entre La Burbanche et Rossillon, alimentent le Furans et, après de longues périodes de pluie ou à la fonte des neiges, inondent même la plaine alluviale du haut Furans.

D'autres résurgences apparaissent non plus dans les vallées de l'intérieur de la chaîne, mais sur ses bordures et en particulier sur le bord occidental du Revermont. Ainsi se présentent les sources de Meillonas qui, on l'a vu, ne sont que des résurgences des eaux infiltrées dans la partie septentrionale du bassin fermé de Drom-Ramasse. La source de la Reyssouze à Journans, sinon celle de la Vallière à l'Est de Ceyzériat, pourrait bien avoir la même origine; elle recueille en tout cas les eaux enfouies dans la chaîne de bordure du Revermont. Plus au Sud, il faut rappeler ici, dans la reculée de Cerdon, de grosses sources qui constituent les points d'aboutissement du drainage souterrain de la chaîne de l'Avocat et de la vallée de Ceignes. Il n'est pas jusqu'aux reculées plus modestes de Douvres et de Vareille près Ambérieu qui ne possèdent leurs résurgences dont l'apparition a été d'ailleurs favorisée par les nombreuses fractures et plans de chevauchement qui caractérisent la bordure occidentale du Jura.

A la fin de cette étude sur les phénomènes karstiques deux conclusions se dégagent et résument les observations qui ont été faites. On constate d'une part que, si les formes karstiques superficielles, les dolines en particulier, sont extrêmement répandues dans le Jura du Sud, il est loin d'en être de même des formes plus évoluées et surtout des formes profondes dont le Bugey et le Revermont sont plus pauvres que le Jura central. Il est d'autre part hors de doute que ce sont les phases anciennes d'érosion karstique, en particulier le Karst pliocène, et non pas la dissolution chimique actuelle beaucoup moins efficace, qui sont responsables de la majeure partie des traits du paysage karstique que nous avons maintenant sous les yeux.

B. — LES GLACIATIONS

Si le Jura méridional doit au Karst, et surtout au karst pliocène, de nombreux aspects de son paysage, il a été fortement marqué par les glaciations quaternaires. Certes l'empreinte des glaciers est moins nette et plus localisée dans le Revermont où l'altitude peu élevée et le volume montagneux relativement peu important ne se prêtaient guère à une attaque vigoureuse des glaces. Mais dans le Bugey, il est peu d'endroits où le paysage ne porte la trace de l'action des glaces : ici, c'est un verrou, plus loin, un épaulement dominant une auge glaciaire caractéristique, ailleurs encore une vallée secondaire suspendue, mal reliée à la vallée principale ; il n'est pour s'en convaincre que de parcourir les deux cluses composées du Bugey ou encore la vallée de la Valserine. Plus rares sont les cirques glaciaires, encore que la haute chaîne orientale n'en soit pas exempte, aux environs de Gex ; mais en revanche les niches de nivation sont nombreuses et les vallums morainiques comme les lacs de surcreusement glaciaire jouent un rôle important dans le paysage, notamment dans le Bas-Bugey. Le Quaternaire a donc fortement marqué la topographie du Jura méridional.

Dans l'étude des phénomènes glaciaires nous examinerons d'abord les anciennes glaciations antérieures au Würmien, dans la mesure d'ailleurs où l'on peut retrouver leur trace avec certitude ; nous étudierons ensuite les marques laissées par les glaciations würmiennes dans le paysage, qu'il s'agisse de phénomènes d'érosion ou d'accumulations morainiques ; enfin, nous tenterons de dégager les conséquences de la glaciation würmienne sur l'hydrographie et de donner un aperçu sur l'évolution récente du relief.

CHAPITRE PREMIER

LES ANCIENNES GLACIATIONS ANTÉ-WÜRMIENNES

1° *L'âge de ces anciennes glaciations*

Le premier problème qui se pose à propos des invasions glaciaires antérieures au Würmien est celui de leur âge. Il est difficile de distinguer les phases de glaciation qui se sont succédé dans le Jura méridional avant le Würmien car, si les formes léguées par les glaces et les moraines würmiennes sont le plus souvent empreintes d'une étonnante fraîcheur, il n'en est pas de même de celles qui leur sont antérieures; les remaniements ultérieurs ont été si importants que les dépôts ont été fort altérés et les traces de creusement retouchées par les glaces würmiennes.

Dans la notice de la carte géologique de Nantua (2^e édition, 1936) Doncieux distingue un glaciaire rissien et un glaciaire mindélien antérieurs à l'époque würmienne. Il est vrai que selon lui le glaciaire mindélien à l'état pur n'est représenté qu'à l'Ouest de l'Ain et de la bordure du Revermont; à l'intérieur du Jura Doncieux se montre plus prudent et parle d'un mélange de Glaciaire mindélien et rissien qu'il ne serait pas possible de distinguer. Il n'en reste pas moins qu'il admet l'existence dans le Jura méridional d'une glaciation mindélienne, antérieure à la glaciation rissienne. Au contraire, pour M. Vincienne [63] il est seulement possible de relever des traces d'une glaciation rissienne qui aurait submergé la majeure partie du Jura méridional en même temps qu'elle recouvrait la Dombes. Toutefois, M. Vincienne lui-même, à propos des moraines conservées dans le bassin fermé de Cize-Hautecour, évoque incidemment la possibilité d'un remaniement de dépôts glaciaires antérieurs par les glaces rissiennes. C'est assez dire combien la question est controversée et difficile à trancher. Aussi bien d'ailleurs la réponse n'importe-t-elle pas autant à l'analyse morphologique. Il suffit de distinguer ces formes glaciaires anciennes, qu'elles soient rissiennes ou encore plus éloignées dans le temps, des formes würmiennes très fraîches qui marquent beaucoup plus le paysage actuel et feront l'objet du chapitre suivant.

2° Les dépôts

Les dépôts glaciaires que l'on rapporte à ces phases antérieures au Würmien ne couvrent qu'une superficie restreinte à l'intérieur du Jura; ce n'est que dans la plaine située au pied du Revermont et du Bugey qu'ils s'étalent largement et peuvent être facilement individualisés; il s'agit en outre de dépôts qui montent plus haut en altitude que les moraines würmiennes. On rapporte en effet à cet âge des lambeaux morainiques à éléments et blocs alpins plaqués sur les versants des chaînes de la partie orientale du Bugey. C'est ainsi que la haute chaîne du Reculet-Crédoz renferme, à plus de 1.000 m., des blocs erratiques alpins de grandes dimensions qui ne sauraient être attribués au Würmien, en raison de ces dimensions mêmes et de la haute altitude à laquelle on les trouve: Shardt a repéré un bloc erratique de ce type à 1.140 m. sur le plateau du Sorgia qui, à l'extrémité Sud du Crédoz, domine la cluse de Fort l'Ecluse. La chaîne du Grand Colombier contient aussi des dépôts de cette catégorie, des galets roulés et des blocs renfermant des fragments de roches métamorphiques, gneiss en particulier: il en est ainsi des placages glaciaires que l'on trouve au Nord-Est et au Sud-Est de Virieu-le-Petit, sur les versants de l'Arvière et vers les sources du ruisseau de Brançon, et surtout dans les combes médianes qui entaillent si profondément la chaîne, au Sud du col de Richemont en particulier, par 1.100 m. d'altitude, ou encore sur les sommets des crêtes de bordure, par exemple à l'Est/Sud-Est de Sothonod où ces lambeaux morainiques atteignent 1.200 mètres.

En outre, s'il est difficile sur le Retord de séparer le Glaciaire d'origine alpine des éléments glaciaires locaux, il s'agit toujours à pareille altitude (plus de 1.100 m.) de dépôts d'âge rissien; d'ailleurs sur la bordure septentrionale du Retord, en particulier sur le noyau bathonien de la combe de Très-la-Joux, on trouve des placages étendus de moraine rissienne à éléments alpins apportés par le glacier qui a emprunté la cluse de Châtillon-de-Michaille à Nantua; il en est de même du val-de-Charix et des plateaux-vallons de Lalleyriat et du Poizat. Enfin, M. Vincienne voit, dans les buttes glaciaires qui parsèment le bassin fermé de Cize-Hautecour, des restes de moraines alpines rissiennes, conservées sous un limon décalcifié; mais, comme nous l'avons vu plus haut, les glaces rissiennes ont pu remanier des dépôts antérieurs.

3° Le paysage jurassien à l'époque des glaciations anciennes

On peut, d'après les données précédentes, essayer de reconstituer ce qu'était le paysage dans le Jura méridional pendant cette grande glaciation antérieure au Würmien. L'altitude élevée atteinte par les dépôts rissiens (et peut-être mindéliens) autorise à penser que le Jura méridional était presque entièrement submergé par les glaces. Si l'on songe en effet que celles-ci atteignaient plus de 1.200 mètres d'altitude et si l'on considère la carte hypsométrique du Jura du Sud, on constate que le Revermont était entièrement recouvert et que, dans le Bugey occidental et central, rares étaient les sommets qui devaient alors émerger comme des nunataks tandis que non seu-

lement les vallées et les dépressions mais encore les plateaux se trouvaient submergés: le Molard de Don, peut-être quelques sommets des Monts d'Ain, les parties les plus élevées de la chaîne des Moussières et de Cormaranche-Planachat, pointaient au-dessus de grands fjelds. Dans le Bugey oriental et les marges savoyardes les parties dépassant le niveau supérieur des glaces étaient évidemment plus nombreuses en raison de l'altitude plus grande de ce secteur. Mais il s'agissait néanmoins de bandes de terrain étroites, bordure orientale plus élevée des plateaux du Retord et des Molunes et surtout chaîne étroites du Reculet-Credoz, du Grand Colombier et de l'Epine-Mont du Chat.

Il faut souligner toutefois, afin de se rendre compte du travail effectué par les glaces dans les diverses parties du Jura méridional, que l'épaisseur de la calotte glaciaire était loin d'être partout la même: si elle était considérable au-dessus des vallées déjà creusées au Pliocène supérieur et au-dessus du Bas-Bugey qui fut toujours une zone déprimée, en revanche, il n'y avait qu'une mince pellicule de glace au-dessus des hauts plateaux enclavés dans les chaînes du Jura du Sud, et cela n'allait pas sans influencer sur l'évolution morphologique des divers secteurs pendant cette période du Quaternaire ancien. Bien entendu, dans cette masse de glace qui submergea le Jura du Sud avant le Würmien, il est à peine besoin de dire qu'il est impossible de faire la part des glaciers alpins et des apports dus aux glaces formées sur place, tant les langues glaciaires jurassiennes ont été mélangées au flux énorme issu des Alpes.

4° *L'érosion glaciaire pré-würmienne dans le Jura du Sud*

Nous avons vu que l'épaisseur de la glace était bien différente selon les lieux. Si l'on ajoute à cela que les phases d'érosion anté-quaternaires, surtout l'érosion pliocène, avaient abouti à la formation d'un relief très différencié, on conçoit aisément que l'érosion glaciaire ait agi de manière très diverse suivant les secteurs.

Sur les hauts plateaux où la couche de glace était vraisemblablement très peu épaisse, l'érosion glaciaire a été très faible et n'a pas laissé de traces dans la topographie actuelle. La chape de glace a au contraire protégé des processus d'attaques périglaciaires ces régions élevées et tabulaires, tandis que les nunataks qui émergeaient du fjeld se trouvaient soumis à une désagrégation mécanique intense. On peut dire en somme que les glaciations préwürmiennes ont fossilisé les aplanissements complexes ponto-pliocènes qui caractérisent les hauts plateaux des Molunes et du Retord et les surfaces structurales qui avaient été localement dégagées sur les bandes de calcaire dur par l'érosion antérieure aux glaciations. Sans doute doit-on faire une exception pour les étroits synclinaux crétacés, tels ceux de la Manche et des Gallanchons pour le Retord, dont les bandes de roches tendres avaient sans doute été déjà en partie creusées avant le Quaternaire et aussi pour les dépressions karstiques de grandes dimensions, ouvalas et poljes, façonnés principalement au Pliocène. Dans l'un et l'autre cas, les glaces, plus épaisses ici, ont dû se modeler sur les dénivellations préexistantes et conti-

nuer le travail de creusement déjà effectué par l'érosion karstique ou, plus rarement, par l'érosion des eaux courantes (1).

Sur les versants des monts, là où la masse de glace était naturellement plus épaisse, l'érosion était plus intense. Les roches dures ont commencé à subir en ces points le travail de polissage et de râclage qui devait se poursuivre à l'époque würmienne et aboutir à la formation des dalles calcaires très lisses que l'on rencontre en maints endroits du Bugey et du Revermont. Quant aux bandes de terrains marneux plus tendres elles ont offert une proie plus facile au travail des glaces qui ont commencé à les évider en rainures ou au moins à diminuer leur altitude d'ensemble: les revers des crêtes de la chaîne des Monts d'Ain, Forêt de Montréal, plateaux de Chamoise, de Chevillard et de Meyriat, paraissent rentrer dans ce cas; ils sont en effet modelés dans l'ensemble Kimeridgien et Portlandien qui, parfois dur, comporte d'assez nombreux niveaux marneux plus tendres, surtout par rapport au Séquanien et au Rauracien des crêtes eux-mêmes; en outre, leur altitude (750 à 800 m.) est trop élevée pour que les glaces würmiennes aient pu contribuer réellement à leur affouillement (2). Mais dans de nombreux autres cas où l'altitude était inférieure, le creusement glaciaire rissien a été retouché et parachevé au Würmen, si bien que nous n'avons pas sous les yeux de formes glaciaires anciennes originales.

Enfin, dans les vallées et les régions déprimées, le travail des glaces a été encore plus efficace puisque leur épaisseur était encore plus forte. Les grandes dépressions comme le bassin de Belley ont été approfondies dans l'ensemble avant d'être, il est vrai, encombrées par les moraines de fond et surtout les moraines latérales, plaquées contre les bordures, que les glaces rissiennes ont abandonnées. Les vallées pliocènes ont été de leur côté approfondies et le calibrage en auge a commencé à cette époque. C'est qu'ici la glace avait son épaisseur maximum; d'autre part, le flux se trouvait canalisé par le chenal creusé avant le Quaternaire par les eaux courantes et acquérait de ce fait une force érosive plus restreinte en étendue et, de ce fait, plus vigoureuse; enfin le contact des glaces et du sol sous-jacent ne se faisait pas partout de manière indentique car les érosions pré-glaciaires avaient créé des accidents topographiques, paliers et ruptures de pente, qui ont exercé une influence décisive sur les modalités du creusement glaciaire. Toutes les conditions se trouvaient donc réunies pour que l'affouillement des glaces soit déjà très efficace dès le Rissien dans les vallées du Jura méridional. Il faut cependant remarquer que ce travail a été moins poussé qu'à l'époque würmienne qui a connu non plus un grand fjeld noyant la

(1) Bien entendu, outre ce façonnement local, les glaces qui stationnaient sur ces hauts plateaux ont apporté des dépôts morainiques d'origine alpine qui se sont mélangés aux éléments calcaires jurassiens et dont on a relevé des placages dans les dépressions du Retord et des Molunes.

(2) Cela est d'autant plus évident que le glacier alpin würmien arrivant par la cluse de Nantua n'a jamais dépassé Saint-Martin-du-Fresne.

majeure partie des chaînes jurassiennes, mais des courants de glace plus individualisés, localisés dans les vallées et dotés par suite d'une force de creusement plus restreinte en étendue et plus efficace (3).

On peut se demander toutefois si une vallée transversale comme la cluse de Châtillon-de-Michaille à Nantua n'a pas été surtout creusée et calibrée en auge par les glaces rissiennes. Quand on considère en effet la faiblesse de l'altitude relative des vallums würmiens de Montréal, Nurieux et Saint-Martin-du-Fresne (une cinquantaine de mètres au maximum) on ne peut s'empêcher de penser que, même compte tenu de l'érosion récente qui a pu abaisser ces vallums, le glacier würmien qui a emprunté cette cluse était trop peu épais pour être seul responsable du calibrage de l'auge de Silan ou de Nantua. On voit au contraire les moraines rissiennes tapisser le versant oriental des Monts Berthiant jusqu'à plus de 750 m.; aussi est-il sans doute possible de considérer qu'à la fin du Rissien, au moment de la décrue de l'invasion glaciaire, alors que les hautes surfaces se trouvaient déjà libérées de la calotte de glaces, un glacier individualisé empruntait la cluse de Nantua. Plus puissant et plus épais que le glacier würmien qui lui succéda, il a dû jouer le principal rôle dans le façonnement de cette vallée glaciaire caractéristique. Quant à la cluse des Hôpitaux, nous verrons plus loin (4) qu'elle ne paraît même pas avoir été parcourue de bout en bout par le glacier würmien et que, par suite, il faut bien attribuer une part de son modelé glaciaire aux appareils rissiens.

5° *L'évolution du relief pendant l'inter-glaciaire Riss/Würm.*

Si, comme nous l'avons vu plus haut, il est difficile de savoir s'il y eut dans le Jura une ou plusieurs périodes glaciaires antérieures au Würmien et par conséquent s'il y eut des phases inter-glaciaires bien distinctes des périodes d'invasion des glaces (5), en revanche, l'existence d'une époque inter-glaciaire Riss/Würm, séparant les anciennes glaciations dont les témoins sont fort altérés de la glaciation würmienne dont le paysage actuel offre des traces si fraîches, est indiscutable dans le Jura du Sud. Avant d'en venir à la glaciation würmienne, il nous faut donc essayer de reconstituer ce

(3) Il faut cependant faire une réserve pour les sections de vallées longitudinales encore encombrées par les matériaux détritiques du remblaiement pliocène où, comme l'a montré M. Cholley à propos de la Combe du Val [93], « l'action des glaciers n'a pas eu dans la sculpture du modelé les effets qu'on leur a généralement attribués ».

(4) Voir ci-dessous, Chap. II — 4° — a).

(5) Il faut signaler toutefois — et ce fait s'accorde mal avec l'opinion de M. Vincienne — qu'il existe de hautes terrasses de 55 à 60 m. d'altitude relative qui sont distinctes des terrasses rissiennes plus basses et que les auteurs de la carte géologique de Nantua n'hésitent pas à qualifier de mindéliennes. Très répandues au pied du Revermont, ces terrasses se présentent seulement à l'intérieur du Jura sous forme de lambeaux, le long de l'Ain surtout, notamment à Cize-village et Cize-gare, Serrières-sur-Ain et au Nord de Poncin. Ces terrasses semblent témoigner de l'existence d'au moins deux stades d'avancée des glaces, séparés par une période de retrait des glaciers antérieurement à la période inter-glaciaire Riss-Würm.

que fut l'évolution du relief pendant la phase inter-glaciaire Riss/Würm.

Une remarque préliminaire s'impose à ce sujet. Il est souvent malaisé de déceler avec certitude les formes du relief modelées pendant cette période inter-glaciaire et l'on devine aisément pourquoi. L'invasion des glaces würmiennes, quoique moins importante que la glaciation rissienne, a cependant souvent remanié et oblitéré la topographie antérieure, du moins dans les régions qui ont été recouvertes par les glaces, c'est-à-dire approximativement celles dont l'altitude n'excédait pas 800 m. Ces retouches considérables ont bien entendu bouleversé les formes d'accumulation léguées par les glaces rissiennes et souvent façonnées en terrasses par les cours d'eau de l'inter-glaciaire Riss/Würm, — d'autant plus facilement qu'il s'agissait là de matériaux particulièrement friables. Ajoutons à l'action des glaces würmiennes celle de l'érosion des eaux courantes, immédiatement post-glaciaire, qui a été particulièrement active et l'on comprendra qu'il faut souvent se montrer prudent quand il s'agit de déceler ces formes datant de l'inter-glaciaire Riss/Würm. Une fois ces restrictions posées, il semble néanmoins que l'on puisse reconnaître trois catégories de phénomènes, trois types de topographie, qui apparaissent à cette époque et amorcent, préparent en quelque sorte, les manifestations analogues que l'on retrouvera, beaucoup plus nettes et beaucoup plus fraîches, dans la période qui suit immédiatement le retrait des glaces würmiennes.

a) *Les lacs inter-glaciaires Riss/Würm*

Pendant l'inter-glaciaire, des lacs sont apparus concrétisant la désorganisation locale de l'hydrographie due aux barrages morainiques qui ont pendant un certain temps entravé le drainage continu des vaux. Si l'on songe à l'importance de la glaciation rissienne et par suite à l'abondance des moraines qui datent de cette époque, on peut imaginer que la désorganisation de l'hydrographie a dû se poursuivre longtemps et que les lacs de l'inter-glaciaire Riss/Würm ont subsisté plus longtemps que les lacs de même type qui sont apparus après la glaciation würmienne. Les traces qu'ils ont laissées sous forme de berges seraient donc assez importantes s'il ne fallait pas compter avec le remaniement opéré par les glaces würmiennes. En outre, de grandes complications sont nées du fait qu'au retrait des glaces alpines vers les grandes issues orientales, cluse du Rhône à Fort l'Ecluse par exemple, s'est ajouté le retrait des glaces jurassiennes vers les sommets ; il s'en est suivi un enchevêtrement de bourrelets morainiques et une multiplication des nappes d'eau qui compliquent singulièrement les faits.

Le Val--Chézery, section moyenne de la vallée de la Valserine, offre, semble-t-il, un exemple de ce type de lac formé pendant l'inter-glaciaire Riss/Würm, à l'abri de barrages morainiques élevés. En effet, au-dessus des traces bien nettes de rivages lacustres de 660 mètres à 740 mètres qui paraissent dater du Würmien et dont nous aurons bientôt l'occasion de reparler, on observe, aux alentours de 830-840 m., des replats façonnés dans des matériaux détritiques éboulés qui ne peuvent être confondus avec les témoins de fonds de

vallées pliocènes observés en roches dures sur la rive droite de la Valserine (6) et qui paraissent être des restes d'anciennes berges de lacs antérieurs au Würmien. Il s'agit en effet de replats dont l'altitude reste identique à elle-même du Nord au Sud du Val Chézery et qui, de plus, s'inscrivent dans des matériaux glaciaires très altérés; ils sont souvent enfin fortement remaniés par les érosions ultérieures et leurs formes, comme le talus qui les délimite, sont moins nettes que celles des replats inférieurs. On peut ranger dans cette catégorie le replat très net qui s'inscrit vers 830 m. entre le ruisseau des Rivières et celui des Avalanches, au-dessus de la petite route qui conduit au hameau du Vernay-dessus (7), le replat de Grand-Chat situé un peu plus au Sud (7) et encore, près de la terminaison méridionale du Val-Chézery, la banquette qui s'inscrit vers 840 m. aux alentours du hameau des Replats au nom significatif et qui domine par un talus boisé très net et fort raide le terroir du hameau de Grand Essert (7).

b) *L'érosion fluviale et le creusement des gorges*

A côté des lacs nés à l'abri des bourrelets morainiques et qui témoignent d'une désorganisation passagère de l'hydrographie, l'inter-glaciaire Riss/Würm a été en d'autres points le théâtre de phénomènes très différents qui témoignent au contraire du dynamisme des eaux courantes. Il s'agit de creusements vigoureux qui se sont produits en aval des barrages morainiques, sous l'effet des eaux de fonte issues des glaciers ou, quand les lacs de barrage ont persisté plus longtemps, par le fait des émissaires de ces lacs. Dans l'un et l'autre cas, il s'agissait de grands volumes d'eau et de courants violents, doués d'une grande force érosive; aussi ces écoulements ont-ils réussi à scier des barres de calcaire dur ou à approfondir les vallées pliocènes qui étaient déjà esquissées à travers certains anticlinaux; on peut même dire dans ce dernier cas, que c'est seulement à l'inter-glaciaire Riss/Würm qu'ont commencé à être creusées les gorges profondes que l'on trouve en de nombreux points du Jura méridional car auparavant, l'érosion pliocène n'avait le plus souvent façonné que des vallées peu profondes aux formes mûres.

Le plateau des Molunes renferme des traces de cette érosion vigoureuse des eaux de fonte des glaces rissiennes : ce sont les ravins et les cluses étroites et profondes qui scient les barres urgoniennes ou valangiennes des synclinaux crétacés ou les anticlinaux jurassiques; ainsi se présentent les cluses de Clavières et de la Luette-Bois du Gyp (8), utilisées par la route de Septmoncel à Lajoux, ou celle de Sous le Bois, à l'Est/Nord-Est de l'Embosieux (9) que nous avons eu déjà l'occasion d'examiner en étudiant les aplanissements du Haut-Jura (10). On peut concevoir que ce sont les eaux de fusion des glaces rissiennes demeurées encastrées

(6) Cf. 3^e Partie, Chap. II.

(7) Cf. 1/20.000^e : Saint-Julien-en-Genevois n° 2.

(8) Cf. le plan-directeur au 1/20.000^e — feuille de Saint-Claude n° 3.

(9) 1/20.000^e : Saint-Claude n° 6.

(10) Cf. 2^e Partie — Chap. IX.

dans les dépressions longitudinales (combes de Bellecombe et de Lajoux, val des Selmenbergs) qui, en cherchant à s'échapper vers l'Ouest suivant la pente générale du plateau des Molunes basculé de ce côté, ont scié ces défilés très étroits à travers des terrains très redressés. Peut-être d'ailleurs, comme nous l'avons vu, ce creusement avait été esquissé au Pliocène, pour certains passages du moins; mais parfois les gorges ne semblent pas remonter au delà du Quaternaire.

Si le creusement de certains défilés du plateau des Molunes date seulement de l'inter-glaciaire Riss/Würm, il n'en est pas de même d'autres vallées en gorges qui ont commencé à être entaillées sinon au début du Pliocène, du moins à la fin; mais il faut bien dire que là aussi c'est l'érosion des eaux de fonte inter-glaciaires Riss/Würm qui a été décisive et qui, complétée évidemment par le travail post-würmien, a vraiment creusé la gorge. Tel est le cas de la cluse des Isles, ouverte en aval du val Chézery précédemment étudié, entre Forens et Champfromier, à travers l'anticlinal Crêt Chalam-Menthrières (11). Il est possible qu'au Pliocène inférieur la Valserine se soit dirigée directement vers Confort par le plateau du Crêt mais, à partir du Pliocène supérieur, le torrent semble avoir adopté le tracé actuel en faisant le détour par Champfromier, ainsi qu'en témoignent certains replats que nous avons relevés en étudiant la vallée pliocène de la Valserine (12). C'est la rupture du barrage morainique du Grand Essert et par suite la vidange du lac du Val Chézery qui, en libérant une énorme quantité d'eau, a déterminé le début du creusement de cette cluse; la Valserine inter-glaciaire, gonflée par la fusion des glaces locales en retrait vers l'amont, a continué ce travail.

Mais les écoulements fluviaux inter-glaciaires n'ont pas partout réussi à atteindre la roche en place et à creuser les gorges dont il vient d'être question. Ils se sont parfois contenté de déblayer une partie des accumulations morainiques et d'y façonner des terrasses en matériaux meubles. Même lorsqu'ils creusaient en roche dure, les vallées qu'ils modelaient n'était pas forcément des gorges et les replats qui demeurent comme témoins de ces dépressions et qui sont recouverts d'alluvions altérées pré-würmiennes indiquent qu'il s'agissait alors de larges vallées. C'est ainsi que l'on observe des terrasses rissiennes de 30/35 m. d'altitude relative, situées en contrebas des lambeaux de terrasses mindéliennes signalées précédemment et elles-mêmes recreusées par les terrasses würmiennes. A vrai dire, ces terrasses rissiennes sont, comme les terrasses mindéliennes, peu nombreuses et peu étendues car elles ont été le plus souvent détruites par les langues glaciaires würmiennes. C'est dans le Revermont, là où la glaciation würmienne a été le moins active, qu'on les rencontre presque exclusivement. On peut ainsi les suivre le long de la vallée du Suran, à Fromente, St-André, Pampier, Turgon et Druillat et dans la vallée de l'Ain à Merpuis, Leymiat, Menestruel,

(11) 1/20.000° : Saint-Julien-en-Genevois n° 1 et 2.

(12) Cf. 3^e Partie — Chap. II.

Thol et, en dehors du Jura, à Mollon. Ce sont les seules vallées où les lambeaux se raccordent aisément les uns aux autres et permettent de reconstituer assez aisément une vallée pré-würmienne.

c) *Les phénomènes péri-glaciaires.*

Enfin le troisième fait qui a marqué la phase inter-glaciaire Riss/Würm, c'est le développement des phénomènes péri-glaciaires qui se sont alors multipliés. Certes les nunatacks et les chaînes émergeant des glaces pendant le Rissien avaient déjà connu des manifestations du même type ; mais désormais c'est l'ensemble du Jura qui est affecté par ces phénomènes. Il est difficile, sur les plateaux peu élevés et dans les parties basses des versants de vallées, de faire la part des manifestations péri-glaciaires qui remontent à cette phase pré-würmienne et de celles qui ne datent que de l'époque post-würmienne. On peut même dire, étant donné le remaniement opéré par les langues glaciaires würmiennes, que le péri-glaciaire observé dans les régions basses est surtout d'origine relativement récente. Néanmoins l'érosion péri-glaciaire pré-würmienne avait déjà amorcé ces processus spéciaux et décomposé la roche en place. D'ailleurs, dans les régions élevées qui n'ont connu au Würmien qu'une glaciation locale peu importante et discontinue et où l'on trouve de nombreux cailloux éclatés dont les éléments sont d'origine alpine, les manifestations péri-glaciaires pré-Würmiennes ne le cèdent en rien à celles qui se sont produites à la fin du Quaternaire.

Dans toutes les régions élevées, les formes et sols de nivation déjà signalés par M. Cholley [93], sont nombreux : champs de pierres éclatées, coulées de pierres parsèment les sommets et les versants de la haute chaîne orientale du Reculet-Credoz ; on les retrouve aussi dans la chaîne du Grand-Colombier, sur les crêts qui dominent les combes d'Arvière et du Cimetière, dans le massif du Molard de Don, en particulier dans les encoches suspendues qui y ont été signalées et où l'on reconnaît des processus de creusement habituels aux niches de nivation, en particulier dans le creux du Nant, sur le versant Ouest du Taintinet. Le col de la Lèbe, les dépressions entaillées dans le plateau des Molunes offrent aussi de nombreux champs de pierres éclatées qui témoignent d'alternances répétées de gel et de dégel. Enfin, pour citer un dernier exemple, la région de la Roche Samuel, située à l'Est de Brénod, renferme des coulées de pierres très abondantes et très caractéristiques sur lesquels la marche est malaisée. Tous ces phénomènes qui indiquent une désagrégation profonde de la roche en place expliquent l'usure anormale de certains sommets et leur vieillissement prématuré, en comparaison des formes préalpines voisines. Ici en effet, comme M. Cholley l'avait déjà souligné [93], la glaciation locale n'a pas été assez vigoureuse ni les dénivellations assez fortes pour permettre l'évacuation des débris.

CHAPITRE II

LA GLACIATION WÜRMIIENNE

Après la période d'érosion vigoureuse d'eaux courantes abondantes qui a marqué la phase inter-glaciaire Riss/Würm, un refroidissement marqué du climat a ramené les glaciers dans le Jura méridional. Il s'en est suivi un nouveau changement du système d'érosion et, lors du retrait des glaces, l'abandon de nouveaux dépôts morainiques. Comme il s'agit d'une époque relativement très proche de nous, les formes topographiques dues au râclément des glaces et les moraines ont laissé des traces extrêmement fraîches et, beaucoup plus que celles de l'époque rissienne, ont marqué fortement le paysage actuel. Aussi est-il plus aisé de décrire les effets de la glaciation würmienne. Mais nous allons voir que cette glaciation ne ressemble pas à la précédente, que son aire d'extension et par suite ses conséquences ont été bien différentes. Aussi paraît-il naturel de commencer par parler de l'extension prise par les glaces würmiennes dans le Jura du Sud, ce qui nous amènera à envisager la question du glaciaire jurassien local. Il a sans doute coexisté, en certains points, avec les glaces issues des Alpes proches, mais certainement pas partout, quoi qu'en aient pensé certains. Nous examinerons ensuite les modalités de l'érosion, glaciaire et périglaciaire, dans notre région et enfin les phénomènes d'accumulation si reconnaissables et si nombreux encore dans le paysage actuel.

1° Extension de la glaciation würmienne.

La glaciation würmienne d'origine alpine a connu dans le Jura méridional une extension beaucoup moins importante que la glaciation rissienne. Alors que les glaces mindéliennes et rissiennes avaient largement dépassé le Jura et s'étaient avancées jusqu'à la bordure du Massif Central, abandonnant l'épais manteau morainique de la Dombes, les langues glaciaires würmiennes ne se sont guère aventurées au delà de la bordure occidentale du Bugey. On reconnaît en effet une ligne de moraines frontales datant du Würmien et d'une étonnante fraîcheur entre Lagnieu au Sud d'Ambérieu, et Grenay, au Nord de Bourgoin : les glaciers würmiens ont donc recouvert l'Île Crémieu mais ont très peu empiété sur la plaine qui s'étend entre le Rhône et l'Ain.

N.W.

S.E.

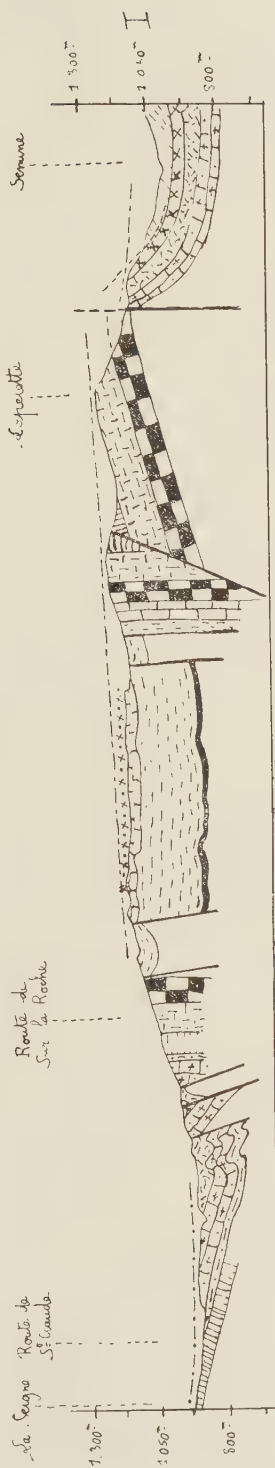


Fig. 38. — Coupe de La Seigne à la combe d'Evoaz par Lapelette.

BORDURE NORD DE LA
COMBE ORVAZ

"COMBE" D'ÉVOAZ

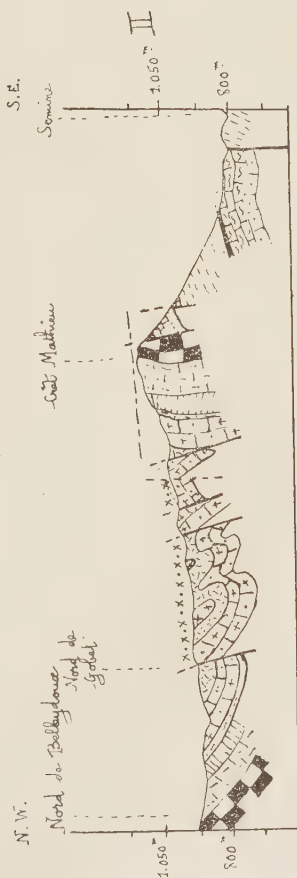


Fig. 39. — Détail de la bordure Sud du plateau des Molunes.

Fig. 38 et 39. — Deux coupes à travers l'extrémité méridionale du plateau des Molunes, entre le col de Désertin (Nord de Belledoux) et la « combe en reculée » d'Orvaz. Sur la coupe I, on note la juxtaposition, habituelle dans le Jura méridional, de blocs massifs aux terrains subhorizontaux et de zones étroites très complexes, où les terrains sont froissés et redressés. Une de ces zones est figurée en détail sur la coupe II. Aplatissements karstiques pliocènes dérivés d'une surface néogène basculée vers l'Ouest sur le plateau des Molunes.

Echelles communes aux deux coupes,
longueurs et hauteurs = 1 : 27 500.

Tracé des couches d'après
M. H. Vincienne.

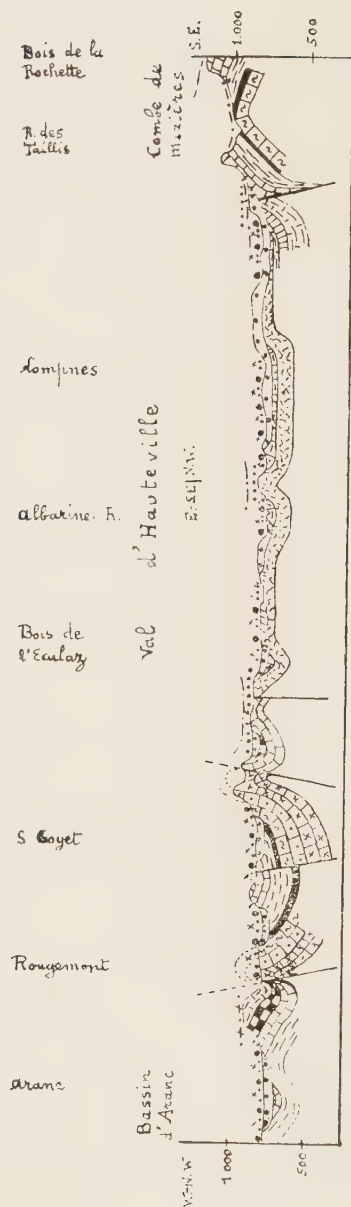


Fig. 40. — Coupe allant du Bassin d'Aranc au Bois de la Rochette, par Rougemont et Lompnes. A l'Ouest, le quasi-polje d'Aranc remblayé de pliocène. Au centre, petits chaînons monoclinaux de Rougemont, puis quasi-polje d'Hauteville, correspondant à un bloc effondré, affecté par la « collapse structure » et chevauché sur ses deux bords par le Molard de l'Orge et le Planachat (chevauchements en « blague à tabac »). A l'Est, combe typique de Mazières, à peu près isolée des morsures de l'érosion actuelle.

Echelle des hauteurs = 1 : 50 000. Echelle des longueurs = 1 : 80 000.

La glaciation würmienne ne s'est pas seulement moins étendue vers l'Ouest que les glaciations antérieures ; elle a couvert aussi une superficie beaucoup plus restreinte à l'intérieur du Jura, et, au lieu d'être caractérisée par un grand fjeld noyant la majeure partie de la montagne à l'exception de quelques sommets élevés, elle a surtout consisté en glaciers bien individualisés et localisés dans les grandes dépressions et les vallées, surtout les cluses composées qui se trouvaient alors au moins aussi creusées, parfois même plus, que les vallées actuelles, surtout dans leur partie médiane (1).

Il est significatif en effet que les moraines frontales et les valums qui correspondent au maximum d'avancée des glaces würmiennes soient situés uniquement au débouché des grandes vallées et des cluses principales qui ouvrent un passage de l'Est à l'Ouest à travers le Jura méridional. C'est ainsi que l'on rencontre les moraines frontales de Lagnieu à Grenay à l'issue de la section de la vallée du Rhône comprise entre le Molard de Don et le Massif de Portes d'une part, l'Île Crémieu, d'autre part, qui a vu passer une langue glaciaire importante. Au Nord d'Ambérieu, ce sont des moraines rissiennes et mêmes mindéliennes, dont les dépôts sont beaucoup plus altérés et les formes bien moins fraîches, que l'on rencontre contre la bordure du Jura ; le Würmien a disparu alors qu'on devrait le trouver aussi, s'il avait été amené par une calotte glaciaire débordant de tous les points de la chaîne bordière et non pas par un glacier individualisé. C'est de même au débouché de la demi-cluse de Nantua, vers Saint-Martin-du-Fresne, Saint-Germain de Béard et Montréal que l'on trouve les belles moraines frontales en arc de cercle amenées par le glacier empruntant la cluse de Châtillon-de-Michaille/Nantua (2). La vallée, maintenant sèche, qui va de Peyriat à Labalme-s.-Cerdon, issue probable des eaux de la cluse au début du Pliocène, ayant été abandonnée au Pliocène supérieur et par suite n'ayant pas été approfondie, le glacier würmien n'a pu l'utiliser et atteindre la plaine de l'Ain.

Un autre fait montre que la glaciation würmienne a consisté en langues glaciaires bien individualisées et a couvert une superficie bien moins grande que la glaciation rissienne : c'est l'altitude plus faible de la limite supérieure des dépôts observés. Les moraines à éléments peu altérés et à formes fraîches attribuées au Würmien ne montent en effet guère au-dessus de 900 m. Il n'est pas question bien entendu, d'énumérer tous les dépôts élevés de Glaciaire würmien. Notons seulement que le bourrelet de moraine accumulé contre

(1) On constate en effet que si la roche en place affleure en certains points des cluses composées, ainsi vers Saint-Rambert-en-Bugey pour la cluse des Hôpitaux et entre le lac de Silans et Châtillon-de-Michaille pour la cluse de Nantua, en revanche la région comprise entre Tenay et le débouché oriental de la cluse des Hôpitaux est, sauf aux environs de La Burbanche, complètement remblayée d'alluvions et d'éboulis récents, de même que la section de la cluse de Nantua située à l'Ouest du lac de Silans. Le creusement a donc été dans ces secteurs plus accentué qu'il ne l'est aujourd'hui.

(2) Il s'agit d'ailleurs ici d'un glacier mixte, alpin et jurassien à la fois. Nous reviendrons bientôt sur ce point.

l'obstacle constitué par le versant oriental de la chaîne du Reculet-Crédoz atteint cette altitude au-dessus de Thoiry comme au-dessus de Crozet. Dans le Valromey les dépôts würmiens montent à un peu moins de 800 m. entre Ruffieu et les Abergements mais atteignent au moins 920 m. le long de la route d'Hotonnes au col de Richemont; sur le versant oriental du Retord et de la chaîne du Colombier au contraire les placages morainiques n'atteignent 800 m. qu'en dessous du col de Richemont. On voit par ces chiffres qu'une bonne partie du Jura se trouvait au würmien libre de glaces, du moins de glaces issues des appareils alpins; car il y avait en certains points des appareils glaciaires locaux et nous verrons bientôt ce que l'on peut en penser.

Si l'on songe que l'altitude maximum atteinte par les glaces würmiennes ne dépassait guère 900 m. et si l'on jette un coup d'œil sur la carte on s'aperçoit qu'il n'y avait que peu de voies d'accès pour les glaciers alpins qui abordaient les chaînes jurassiennes. Il n'y en avait même guère que trois : la cluse de Fort-l'Ecluse empruntée par le glacier du Rhône et sur les versants de laquelle on relève de nombreux placages würmiens (fig. 42 et 43), l'échancrure ouverte entre le chaînon du Vuache et la Montagne des Princes et enfin le val maintenant occupé par le lac du Bourget, qui est une auge glaciaire caractéristique, aux versants très redressés et affouillés. Une fois engagés dans le Jura méridional ces glaciers würmiens se sont insinués dans les dépressions et vallées qui s'offraient à eux : une branche s'engageait dans le bassin de Belley et de là contournaient l'extrémité Sud de la montagne d'Izieu par Brégnier-Cordon tandis que des langues secondaires devaient emprunter la cluse du Gland et même le seuil peu élevé (591 m.) qui, entre le Taintinet et la Montagne de Saint-Benoit, sépare Conzieu de Groslée; une autre branche s'engageait dans la demi-cluse de Châtillon-de-Michaille à Nantua sans parvenir, on l'a vu, jusqu'à la plaine de l'Ain; une troisième enfin empruntait peut-être la cluse des Hôpitaux : du moins les dépôts observés vers l'entrée orientale de la cluse et la fraîcheur de l'auge glaciaire permettent-ils de le penser, car les éboulis récents interdisent dans la section centrale et occidentale toute observation des placages morainiques pouvant exister et d'autre part on ne voit rien d'autre que des dépôts rissiens très altérés vers Ambérieu et Saint-Denis-en-Bugey au débouché occidental de la cluse (3).

Ces glaciers principaux issus de la plaine de Genève ou du val du Bourget envoyaient bien entendu des langues affluentes dans les vallées greffées sur les cluses. Des complications en sont résultées dans les dépôts de moraines, surtout frontales : les langues glaciaires alpines se sont heurtées à de petits glaciers locaux, issus des régions élevées du Bugey et du Haut-Jura, du moins dans la partie orientale de la montagne, là seulement où l'existence d'une glaciation locale peut être considérée comme certaine, en raison de l'alti-

(3) Nous discuterons plus loin (4°) de cette question du passage d'un glacier würmien dans la cluse des Hôpitaux.

tude élevée et de certaines formes que l'on rencontre près des sommets. C'est ainsi que la vallée de la Valserine a été remontée, sur une courte distance d'ailleurs, par une langue affluente du glacier qui empruntait la cluse de Châtillon-de-Michaille à Nantua. M. Vincienne signale en effet [63] que le glacier alpin s'est avancé jusqu'à La Serpentouze, au nord de Confort, en refoulant le glacier local qui descendait du val Mijoux et de la haute chaîne, en particulier du Reculet. On trouve pourtant bien plus en amont, vers Lélex, à proximité de la ferme de La Gentille (4) des galets roulés d'origine alpine ; mais leur aspect très émoussé et remanié conduit à penser qu'il s'agit de témoins de la glaciation antérieure qui, on le sait, a submergé la majeure partie du Jura méridional.

A partir de la cluse des Hôpitaux le Valromey a été remonté, mais beaucoup plus profondément, par un glacier affluent du grand glacier du Rhône : comme on l'a vu précédemment on trouve des moraines würmiennes d'origine alpine plaquées contre le versant méridional du Retord entre Hotonnes et le col de Richemont, et, au Nord-Ouest, jusqu'aux environs du Petit Abergement. Mais il n'est pas sûr que les dépôts à éléments jurassiens que l'on rencontre au Nord des moraines würmiennes soient uniquement constitués par du glaciaire local comme l'indique la carte géologique de Nantua ; nous verrons en effet que le Retord et les chaînes occidentales étaient trop peu élevés pour avoir abrité une glaciation locale puissante et l'on sait en outre qu'on reconnaît, dans le val des Abergement, comme dans celui de Brénod, des cailloutis fluviatiles qui sont très vraisemblablement pliocènes.

On constate ainsi que la glaciation würmienne d'origine alpine s'est manifestée dans le Jura méridional par des courants de glaces bien localisés dans les dépressions et canalisés par les vallées pré-glaciaires qu'ils ont contribué à recreuser et à transformer en auges, parfois encore bien visibles comme à Nantua, parfois oblitérées par d'énormes masses d'éboulis récents, comme dans la cluse des Hôpitaux. La plus grande partie de la montagne jurassienne émergeait.

2° *La question du Glaciaire local*

Nous avons été amené à parler à plusieurs reprises de Glaciaire local qui occuperait les parties amont des vallées, l'aval étant envahi par les glaciers alpins. Or l'existence d'une glaciation locale dans le Jura méridional, affirmée par certains, a été contestée par d'autres. A vrai dire, la solution que l'on peut apporter à cette question est susceptible d'être différente suivant que l'on envisage telle région ou telle autre du Jura du Sud. La présence d'une glaciation würmienne locale est indiscutable dans le Haut-Jura oriental, en particulier dans la chaîne du Reculet-Crédoz et la vallée de la Valserine ainsi que dans la bordure orientale du plateau des Molunes qui dépasse 1.500 m. au Crêt Chalam. Ici en effet les altitudes sont assez élevées pour que l'on puisse concevoir la formation d'appareils glaciaires autochtones pendant l'époque würmienne. En outre les dépôts observés dans la haute vallée de la Valserine, en amont de Chézery, ren-

(4) Cf. 1/20.000° : Saint-Claude n° 7.

ferment des galets à éléments calcaires jurassiens peu émoussés comme s'ils n'avaient subi qu'une usure limitée ; nous sommes loin des galets bien roulés transportés par les glaciers depuis les Préalpes et même depuis les massifs centraux. Enfin l'on rencontre des formes glaciaires fraîches, de petits cirques surtout, qui ne peuvent avoir été façonnés que par des glaciers locaux.

Il en est ainsi dans le Creux de l'Envers (5) qui échancre largement la chaîne du Reculet entre Gex et le col de la Faucille et qui renferme, sur sa paroi orientale et méridionale, des cirques façonnés visiblement par les glaces, tel le cirque de Branveau sous le Colomby de Gex (ph. 4). La nature des dépôts rencontrés dans ce profond ravin de dimensions imposantes indique d'ailleurs que le Creux de l'Envers a été, au Würmien, emprunté par un glacier local important descendu des plus hauts sommets du Jura. En outre, dès sa source, la Valserine coule dans une auge glaciaire très nette au fond de laquelle se trouve logé le village de Mijoux (6) ; il est improbable qu'une langue glaciaire remontant depuis Bellegarde, donc à bout de course, ait pu façonner une vallée glaciaire aussi nette ; c'est plutôt un glacier en pleine vigueur, alimenté par les neiges de la Dôle, de la Faucille et de la région du Tabagnoz et du haut Val Mijoux qui est responsable de l'affouillement de cette auge. Une autre chaîne plus méridionale dont l'altitude atteint presque 1.500 m., la longue chaîne du Chat et de l'Épine, semble avoir connu elle aussi une glaciation locale qui a raboté les sommets et sculpté quelques cirques sur les parois : c'est ainsi qu'à l'Est du hameau de Chevelu, sous le col du Chat (7), apparaît un vrai cirque glaciaire dont le versant oriental très redressé s'inscrit dans des couches pourtant dures et presque verticales. Mais ici, étant donné la proximité de l'encoche du col qui n'atteint que 636 m. et du glacier du val du Bourget, il est possible que l'action des glaces locales ait été renforcée par le travail des glaciers alpins.

Un peu plus à l'Ouest le plateau du Retord et des Molunes a pu encore être le théâtre d'une glaciation locale envoyant des appareils de faible ampleur vers les dépressions avoisinantes. On a vu que, selon les auteurs de la carte géologique de Nantua et M. Vincienne [63], le glacier affluent qui remontait le Valromey se heurtait vers Hotonnes et Les Abergement aux glaces autochtones descendues du Retord. On observe de fait, à l'Est du Grand Abergement, un cirque de petites dimensions mais très net qui semble bien dû au travail des glaces formées sur ce versant du plateau du Retord. Mais les traces de cette érosion glaciaire würmienne ne sont pas nombreuses et ne marquent vraiment pas le paysage actuel qui est dominé par les surfaces de planation karstique et l'empâtement des dépressions par les moraines mindéliennes et rissiennes. S'il y a eu encore ici une glaciation locale au Würmien elle a dû être peu active en raison de la faible épaisseur de glace qui devait la caractériser.

(5) 1/20.000° : Saint-Claude n°° 3, 4, 7 et 8.

(6) 1/20.000° : Saint-Claude n°° 3 et 4.

(7) 1/50.000° : Rumilly.

Mais l'existence d'une glaciation locale würmienne est beaucoup plus douteuse dans la partie centrale et occidentale du Bugey. Certes, la carte géologique de Nantua désigne sous le nom de Glaciaire local (Gl.) les nombreux dépôts qui empâtent toutes les dépressions : plateaux-vaux correspondant à des synclinaux en baquet comme le val de Brénod, vaux moins suspendus, comme la Combe du Val, parties basses de blocs basculés et même simples dépressions karstiques. Les auteurs de la carte géologique (2^e édition) parlent d'« une glaciation locale développée avant l'arrivée des glaciers alpins et ayant coexisté plus tard avec eux ». Comme l'a fait remarquer M. Cholley [93] cette interprétation est difficile à admettre pour plusieurs raisons.

D'abord il s'agit d'une région moins élevée dont les sommets dépassent rarement 1.000 m. et n'atteignent de ce fait que par exception l'altitude de la limite des neiges éternelles au Würmien dans les Préalpes voisines. En outre, contrairement à ce qui se passe dans la chaîne du Reculet-Crédoz et dans le Bugey oriental, on n'observe ici aucun cirque glaciaire, ce qui est assez étrange : si cette région avait été le théâtre d'une glaciation locale, des cirques n'auraient pas manqué d'être creusés à l'origine des langues glaciaires. Enfin, les dépôts étiquetés comme Glaciaire local ne paraissent pas tous mériter cette dénomination. Il s'agit surtout de cailloux bien roulés et même de cailloutis, tous d'origine locale ; on ne trouve pas de cailloux striés et d'autre part les boues sont rares de même que les sables. Ce ne sont pas là des dépôts de moraines superficielles et l'on peut en déduire que les glaciers ont trouvé sur place des éléments antérieurs qu'ils ont remaniés. D'ailleurs, à la faveur des travaux d'adduction d'eau effectués à Champdor sur le plateau d'Hauteville, M. Cholley avait pu observer en 1947, au contact de la roche en glace, des lits de cailloux roulés recouverts par de la moraine de fond, elle-même surmontés d'une mince couche de cailloux : les faits ne peuvent être plus probants. De même la Combe du Val toute proche présente, comme on l'a vu en étudiant le remblaiement pliocène, un soubassement d'alluvions fluviales recouverts de dépôts glaciaires. On voit donc que la majeure partie de ces matériaux n'est pas d'origine glaciaire et que la minceur des dépôts proprement glaciaires indique qu'il s'est agi de langues de glaces peu épaisses, probablement affluentes ou diffuentes des glaciers würmiens alpins et qui ont réaménagé des dépôts alluviaux antérieurs. Une glaciation würmienne locale ne semble donc pas avoir réellement existé dans la partie occidentale du Bugey (8).

(8) Il est difficile aussi de suivre M. Vincienne quand il déclare [63] qu'après le retrait des glaces alpines les glaces jurassiennes sont redescendues des sommets. En effet, si les glaces alpines se retiraient, c'est qu'il y avait échauffement du climat et fusion générale des glaces. Il est peu vraisemblable que les langues glaciaires locales aient pu subsister, même pendant une courte période. Ou alors il ne s'agissait que de culots de glaces mortes.

3° *L'érosion pendant le Würmien*

Il y a lieu de distinguer l'érosion glaciaire proprement dite et le système d'érosion périglaciaire qui régnait sur toutes les parties, déjà étendues, qui étaient libres de glaces.

a) *L'érosion glaciaire.*

Les glaces ont bien entendu contribué à approfondir et à calibrer les dépressions déjà existantes. Mais l'efficacité de leur action a été bien différente suivant qu'il s'est agi de vallées transversales parcourues par de puissants appareils glaciaires ou de vallées longitudinales remontées seulement par des langues affluentes peu épaisses et douées d'un faible pouvoir érosif. Dans ce dernier cas l'érosion glaciaire a été peu active. On vient de voir que les vallées longitudinales étaient encore empâtées par des dépôts anciens, vraisemblablement pliocènes, déjà remaniés par les glaces rissiennes. Les affluents des glaciers würmiens remontant ces vallées n'ont guère pu que retoucher ces formations meubles, en les broyant et les triturant superficiellement ; une partie des débris pré-glaciaires a été ainsi incorporée à la moraine de fond de ces petits glaciers würmiens et une autre, moins importante, s'est trouvée entraînée par le torrent sous-glaciaire. Le creusement a été faible en définitive, malgré la nature peu consistante de ces matériaux, le travail des glaces consistant surtout en un remaniement sur place de ces débris pré-glaciaires. Quant à la roche en place, protégée par ce manteau détritique sur de vastes espaces, elle n'a pas subi l'attaque des glaces, sauf sur certains versants.

On peut donc dire que, dans ces vallées longitudinales, l'accumulation l'a emporté de beaucoup sur l'érosion pendant l'époque würmienne : il n'est pour s'en convaincre que de considérer le paysage offert par la Combe du Val (ph. 20) ou le Valromey, empâtés par les accumulations considérables de moraines mais qui n'offrent pas de traces d'érosion glaciaire, sauf peut-être à la base des versants assez redressés du Colombier et du Planachat et aussi sur certaines banquettes qui, telle celle de Songieu, ne sont recouvertes que par un assez mince placage de moraines et semblent avoir été énergiquement rabotées par les glaces würmiennes, ainsi qu'en témoignent les dalles d'Urgonien très râclées que l'on rencontre au Nord de Songieu.

Il faut faire une exception toutefois pour certaines vallées longitudinales importantes qui, par leur situation à la périphérie du massif, ont été parcourues par de puissants appareils glaciaires qui ont vigoureusement affouillé les versants et façonné une auge caractéristique. Tel est le cas du val du Rhône entre Seyssel et Culoz (fig. 23), dans la section comprise entre le Colombier et le Gros Foug (9) : les bas versants de ces deux montagnes représentent les parois d'une auge très nette que surmontent deux séries d'épaulements, les uns vers 580-600 m., en particulier vers Lavanche sur le

(9) 1/50.000° : Seyssel et Rumilly.

versant oriental du Colombier, et au-dessus de Montagney, sur le versant Ouest du Gros Foug, les autres vers 800 m., notamment au-dessous de la Grange des Sioux sur le versant du Colombier. Les replats de 580-600 m. sont d'ailleurs plus exigus que ceux de 800 m. : le glacier würmien a en partie démoli les vestiges d'anciens fonds de vallées qui remontent sans doute à la fin du Pliocène. De même le val du Bourget (10) qui abrite le lac (fig. 18), offre l'aspect d'une auge glaciaire typique, avec versants très redressés, presque verticaux, de part et d'autre du lac jusqu'aux épaulements qui ceinturent le val et dont l'un est suivi par la route du Tour du Lac entre le col du Chat et la route d'Ontex.

Mais le plus bel exemple d'érosion glaciaire ayant profondément modifié l'aspect d'une vallée longitudinale, c'est celui du val de la Valserine. Ici en effet, on trouve d'abord une auge glaciaire très nette, formée de versants très affouillés dominés par des épaulements: c'est le cas du Val Mijoux (fig. 27) et du Val de Lélex; dans le Val Chézery cependant l'auge n'apparaît guère dans le paysage actuel, en raison des complications tectoniques anciennes et des éboulements récents du versant oriental qui ont entravé le calibrage classique de la vallée par les glaces: l'énorme masse d'éboulis ainsi créée nous rapproche des conditions offertes par le Valromey et la Combe du Val. Mais aussi et surtout le profil longitudinal du val de la Valserine est un profil caractéristique de vallée remaniée par un glacier, avec bassins étagés séparés par des défilés. C'est ainsi qu'au val Mijoux et au val de Lélex, eux-mêmes séparés par la rupture de pente et les étroits de Septfontaine dont il a été question plus haut (11), succèdent vers l'aval le verrou du Niaiset et le long et sauvage défilé de Sous-Balme; puis à 250 m. en contre-bas, la Valse-rine s'assagit pour un temps et sinue même quelque peu dans le bassin du val Chézery; mais après Forens le bassin se termine sur le verrou des Isles et, après avoir traversé cette nouvelle gorge et dévalé de 150 m., la Valserine débouche dans la Michaille qu'elle emprunte jusqu'à son confluent avec le Rhône.

Ce qui n'est qu'exception pour les vallées longitudinales du Bugey devient tout à fait normal dans les vallées transversales. Ici en effet, les débris amenés par les fleuves et surtout par les glaces rissiennes avaient été évacués par les puissants écoulements d'eau de l'inter-glaciaire Riss-Würm. Aussi, les glaciers würmiens ont-ils trouvé ces vallées transversales presque complètement débarrassées de matériaux détritiques et ont-ils rencontré la roche en place, le plus souvent constituée par du calcaire dur. Il en est résulté qu'au lieu de triturer et remanier les débris légués par les phases d'érosion antérieures les glaces ont affouillé et redressé les versants et ont calibré en auge ces vallées.

Ainsi se présente la majeure partie de la cluse composée des Hôpitaux, en particulier la section la plus étroite comprise entre

(10) 1/50.000° : Rumilly.

(11) Cf. 3° partie, chap. II.

Rossillon et Tenay (12). Si l'on fait abstraction en effet des importants talus d'éboulis qui masquent le bas des pentes et qui paraissent très frais, postérieurs à la dernière phase glaciaire, on reconstitue aisément un profil transversal en U très net: les versants très redressés qui, vers le haut, passent d'ailleurs aux grands escarpements verticaux si caractéristiques du défilé des Hôpitaux sont surmontés par les épaulements d'Ordonnaz — plateau de Confrêne et de Prémillieu-Hostiaz qui, on le sait, représentent des aplanissements polygéniques complexes en partie pré-pontiens et en partie pliocènes inférieurs. Le flux de glaces qui a emprunté cette cluse composée a en outre en grande partie détruit les replats inférieurs que l'on rencontre vers 550/600 m. par exemple aux hameaux de Fay et des Tare qui paraissent être des formes structurales dégagées en fonction d'écoulements fluviatiles du Pliocène supérieur, probablement dirigés d'ailleurs vers l'Est, vers le Bas-Bugey (ph. 23). En dehors de cette section Rossillon-Tenay, en particulier vers Argis (13), l'auge glaciaire est beaucoup moins nette en raison de l'abondance des argiles oxfordiennes qui apparaissent sur le versant Sud et qui sont plus propices aux glissements qu'à la conservation des formes subverticales. En revanche le travail d'affouillement des glaces paraît avoir laissé son empreinte sur les versants de la vallée de l'Albarine, au Nord de Montferrand et au Sud de Torcieu (14), près de la sortie occidentale de la cluse: aux deux extrémités du méandre encaissé dessiné par l'Albarine les versants ont été en effet affouillés en forme de cirques et, dans le façonnement de ceux-ci, la part prise par le sapement latéral du glacier semble bien l'avoir emporté sur l'érosion fluviatile en rive concave d'un cours d'eau (15).

La cluse composée de Châtillon-de-Michaille à Nantua offre elle aussi des sections caractéristiques en auge glaciaire, notamment au droit du lac de Silan (fig. 30 et 32) où les replats situés à l'Ouest de Lalleysiat dominent des versants subverticaux où l'on observe même de grandes dalles polies par les glaces (versant Sud du lac) et aussi entre le coude des Neyrolles et La Cluse où l'auge, fermée à l'aval par le complexe fluvio-glaciaire de La Cluse-Montréal, contient le lac de Nantua. On rencontre en outre dans cette cluse composée de Nantua une autre forme typique due au façonnement des glaces: ce sont les vallées affluentes suspendues au-dessus de la cluse que l'on trouve au Sud des Neyrolles (prolongement septentrional du val de Brénod) et dans le val de Charix: ces anciennes vallées plio-

(12) Cf. 1/20.000° : Belley n°s 2 et 3 et 1/80.000° : Nantua S. O.

(13) 1/50.000° : Saint-Rambert.

(14) Id.

(15) Toutefois, à en juger par les dépôts morainiques de la région d'Ambérieu, il n'est pas prouvé qu'une langue de glaces ait emprunté cette section occidentale de la cluse des Hôpitaux. Cf. la discussion concernant ce point au paragraphe suivant. S'il en était ainsi, il faudrait bien admettre que les amphithéâtres de Montferrand et de Torcieu sont uniquement dus à l'érosion fluviatile d'un torrent de fonte würmien et constituent purement et simplement des rives concaves de méandres encaissés.

cènes ont visiblement été tranchées par le flux de glaces important qui empruntait la cluse et les ruisseaux dégringolent maintenant en cascades — telle la cascade de La Planchette au Nord du Moulin de Charix — pour rejoindre le Combet ou l'affluent du lac de Nantua.

On peut citer aussi un autre groupe de formes caractéristiques dues à l'érosion glaciaire würmienne, celles que l'on rencontre à l'Est de Belley dans la cluse abandonnée du Lit au Roi, la vallée de Saint-Champ et le seuil de Polliou (16). Presque toutes les formes typiques de l'érosion glaciaire s'y trouvent en effet rassemblées en un raccourci saisissant. Nous ne nous étendrons pas sur la description et l'explication de ces types de relief glaciaire qui ont été données avec beaucoup de minutie par M. Vincienne [64]. Rappelons seulement que la branche issue du glacier du Rhône se heurtait à l'obstacle de la chaîne de Parves-Marignieu avant de se déverser dans la cuvette du bassin de Belley; les glaces empruntaient évidemment surtout les percées de Pierre-Châtel et du Lit-au-Roi mais elles devaient aussi se répandre sur la partie septentrionale moins élevée de la chaîne, comprise entre Virieu-le-Grand et Saint-Champ, au moins dans la période d'extension maximum des glaciers. Outre les moraines et les vallums morainiques qui seront examinés plus loin, ces langues glaciaires ont laissé de leur passage des témoins qui se sont inscrits dans les formes du relief actuel en deux points essentiels, la cluse du Lit-au-Roi et la vallée de Saint-Champ et du lac de Barterand (fig. 41).

La cluse du Lit-au-Roi qui fait communiquer de plain-pied le bassin de Belley et la vallée du Rhône et qui a été creusée par le Rhône anté-würmien à l'emplacement d'un décrochement W.-S.-W./E.-N.E., a été empruntée par une langue de glace importante qui y a laissé des traces très visibles de son passage. On y trouve d'abord en effet des parois très abruptes et très redressées qui font de cette vallée abandonnée, surtout vers l'amont, une auge typique. En outre, la partie médiane de la cluse, assez large, encore occupée par le lac et les étangs de Bare, est un exemple caractéristique de palier glaciaire surcreusé (la profondeur du lac est de 21 m.), en partie remblayé, compris entre le verrou valanginien de la Touvière à l'Ouest et le défilé du Lit-au-Roi obstrué au centre par une butte rocheuse dans laquelle passe le contact anormal entre le Jurassique supérieur au Nord et le Crétacé inférieur au Sud. Enfin, les parois jurassiques de cette gorge du Lit-au-Roi présentent, sur la bordure Nord de la route nationale, de beaux polis glaciaires, témoin du frottement des glaces, et des roches moutonnées très nettes.

La vallée de Saint-Champ, elle, offre un exemple très schématisé de complexe glaciaire de diffluence, formé par le débordement du grand glacier würmien de la vallée du Rhône. On y rencontre en effet un grand palier médian à 300 m. d'altitude, encadré par deux verrous, au Nord le seuil de Lézieu qui domine de 60 m. la plaine des marais de Lavours, au Sud le secteur longitudinal de la vallée, étroit défilé en pente forte que ne parcourt aucun ruisseau et qui

(16) 1/20.000° : Belley n°s 4, 7 et 8.

est suivi par la route de Belley à Saint-Champ. Partout se trouve inscrite dans le relief d'empreinte de l'érosion glaciaire. Le seuil de Lézieu d'abord, encoche creusée en forme d'auge dans une barre urgonienne, présente sur son bord Ouest, le long du chemin, des roches moutonnées et surtout un magnifique poli glaciaire sur lequel on voit nettement des rayures parallèles à peu près horizontales dues au frottement des cailloux inclus dans la moraine de fond. M. Vincienne a, le premier, attiré l'attention sur ce très bel exemple de poli glaciaire et demandé que l'on prenne des mesures pour le protéger des déprédations possibles.

Le palier central, large de 750 m. au maximum, a été modelé en auge par la langue de glace: ses parois sont abruptes, son fond remblayé extrêmement plat; le lac de Barterand, lieu de baignade favori des Belleysans, en occupe la partie orientale la plus surcreusée, juste en aval du seuil de Lézieu, comme il se doit, mais au Sud des marécages trahissent l'ancienne extension du lac dans cette direction. Ce grand palier constituait la cuvette terminale du glacier; celui-ci envoyait des langues de glace de part et d'autre qui, surtout au Nord, ont profité des bandes plus tendres d'Hauterivien et de Purbeckien pour mettre en valeur par érosion différentielle les bancs durs d'Urgonien, Valanginien et Kimmeridgien-Portlandien: ainsi est né le relief appalachien très ciselé que l'on observe sur la rive Ouest et Nord-Ouest du lac.

Enfin, au delà d'un petit vallum morainique installé à hauteur du chemin unissant Saint-Champ à la route de Polliou et qui marque le dernier stade de stationnement du glacier dans cette vallée, la section longitudinale de la vallée de Saint-Champ, large de plus de 250 m., étranglée par la butte cotée 500 qui joue le rôle d'un verrou, constitue un gradin de confluence qui rachète 60 m. de dénivellation avec la cluse du Lit-au-Roi. Il y a donc dans ce secteur un cas typique de débordement ou de diffluence du glacier principal du Rhône, dû en partie à l'accumulation des glaces en amont du goulet de Cressin-Rochefort; les glaces ont cherché des issues à travers la « chaîne » de Marignieu, en même temps qu'elles ont déposé un bourrelet de moraines à cailloux striés qui représente probablement de la moraine de fond au pied de cette chaîne qui leur faisait obstacle de Ceyzérieu à Rochefort.

b) *Le modelé périglaciaire*

L'époque würmienne n'a pas été seulement caractérisée dans le Jura du Sud par le travail de raclement et d'affouillement des glaces. Elle a connu aussi un système d'érosion spécial résultant du froid intense qui régnait alors et, plus encore, de l'alternance journalière de gel et de dégel qui a façonné toute une catégorie de formes périglaciaires. Nous avons vu que ces formes périglaciaires étaient déjà apparues à l'époque des anciennes glaciations notamment au Rissien, sur les parties libres de glaces. Mais celles-ci ne couvraient alors qu'une superficie restreinte. Au contraire au Würmien, quand les langues glaciaires d'origine alpine ne dépassaient pas l'altitude de 750 à 800 m., la plus grande partie des sommets du Jura du Sud se trouvait alors libre de glaces, donc soumise aux

phénomènes périglaciaires à l'exception des sommets de la haute chaîne orientale des Monts Jura et d'une partie des hauts plateaux qui étaient recouverts par des calottes glaciaires autochtones.

C'est alors que les calcaires ont été littéralement déchiquetés par les alternances de gel et de dégel et les débris ainsi créés mobilisés et entraînés vers le bas des pentes pour constituer de grands éboulis; c'est alors que les sommets du Jura méridional ont été considérablement usés au point de présenter souvent des formes lourdes: un sommet pointu comme le Crêt Chalam est une exception qui étonne et l'on sait qu'il faut arriver sur la bordure orientale, en particulier vers la Dent du Chat, pour trouver des sommets aux formes hardies. M. Cholley a déjà attiré l'attention [93] sur les champs de pierres éclatées et les coulées de pierres qui masquent complètement la roche en place sur les pentes conduisant à certains sommets: il en est ainsi à la Roche Samuel, sommet situé au Sud-Est de Brénod sur le versant occidental de la chaîne du Planachat, où la marche est rendue très pénible. Nous aurons l'occasion de parler, à propos de l'évolution récente (cf. infra, Chap. III — 5°), du modelé péri-glaciaire que l'on trouve au col de la Lèbe, dans certaines dépressions des Molunes et dans la région de basses montagnes comprises entre Ambérieu et Aranc. Nous reviendrons aussi sur les niches de nivation qui se sont installées dans les encoches pliocènes creusées dans le massif du Molard de Don.

On pourrait bien entendu citer maints autres exemples de ces phénomènes qu'il serait oiseux d'énumérer. Ce qui est important et ce qui influe largement sur le paysage des parties élevées du Jura méridional c'est que ce système d'érosion a déterminé l'apparition de sommets prématurément vieillis qui contrastent fortement avec l'aspect des sommets des Préalpes voisines où les glaciers locaux et les dénivellations importantes ont rendu possible l'évacuation des débris dus aux processus de type périglaciaire. Ce contraste entre les formes hardies des Préalpes et les aspects plus lourds et plus usés du Jura méridional apparaît bien à l'observateur qui, du haut du Grand Colombier, embrasse à la fois les sommets déchiquetés des Bauges et les lourdes masses du Planachat et du Molard de Don.

Si l'on doit reconnaître la place prise par les manifestations péri-glaciaires dans le paysage actuel de certains sommets, il ne faut pas non plus par ailleurs exagérer l'extension de ces phénomènes dans le Jura du Sud. Il est bien des secteurs, même élevés, où l'on pourrait s'attendre à rencontrer à la surface du sol des témoins de ces processus péri-glaciaires et où rien de tel n'apparaît. La roche en place n'est souvent nullement décomposée ni désagrégée en surface et aucun dépôt morainique voisin n'atteste le passage d'une langue glaciaire en ces points. Tel est le cas du plateau de la Forêt de Champfromier où les dalles calcaires jurassiques, truffées parfois d'argiles rouges entassées dans des poches, ne sont surmontées d'aucun type de dépôts habituellement qualifiés de périglaciaires: pas de champs de pierres éclatées, pas de grèzes, pas de coulées rocheuses sur les pentes des buttes karstiques qui dominent ici et là

le plateau (17). C'est une constatation qui doit inciter à ne pas exagérer l'importance des phénomènes périglaciaires dans notre région et à ne voir en eux que des facteurs secondaires, n'exerçant qu'une influence locale dans la formation du paysage que nous avons sous les yeux.

4° *Les dépôts glaciaires würmiens*

La glaciation würmienne, étant la dernière invasion glaciaire qu'ait subie le Jura méridional, a évidemment laissé dans notre région des traces étendues et d'une grande fraîcheur qui constituent en de nombreux secteurs un important élément du paysage actuel. L'érosion récente des eaux courantes, si elle a modifié certains traits de la morphologie würmienne, n'a pu encore en effet effacer ceux-ci et venir à bout des moraines imposantes et des nappes fluvio-glaciaires découpées en terrasses léguées par l'époque würmienne. Mais, si l'on parle communément d'une glaciation würmienne, il faut se rappeler que ce terme masque une réalité complexe et recouvre en particulier plusieurs périodes d'invasions glaciaires, inégales d'ailleurs, séparées par des phases de retrait des glaces pendant lesquelles le creusement fluvial a dégagé des terrasses complexes dont les unes sont locales et dont les autres se retrouvent dans tout le Jura du Sud. Nous allons avoir l'occasion de découvrir cette complexité qui caractérise la glaciation würmienne en examinant les moraines et les terrasses qui remontent à cette époque dans notre région.

La glaciation würmienne s'est d'abord étendue progressivement à l'ensemble du Jura méridional, du moins à l'ensemble de ses vallées et de ses dépressions, avant de rétrograder d'une façon non moins progressive vers l'Est. Si les témoins de l'avance progressive ont été détruits ultérieurement par les glaces conquérantes, nous pouvons en revanche suivre le recul des glaciers par l'observation des moraines frontales qui ont été abandonnés par les glaces en des points de stationnement prolongé du front glaciaire. Les travaux d'ensemble de Falsan, Chantre, Penck et Brückner, Gignoux, l'abbé P. Combaz, M. Doncieux (18) et les études de détail de M. Vincienne

(17) Cette absence de manifestations périglaciaires en de nombreux secteurs élevés du Jura méridional a frappé aussi M. Chabot, qui a bien voulu nous accompagner plusieurs fois sur le terrain.

(18) Falsan (A.) et Chantre (E.) : Monographie géologique des anciens glaciers et du terrain erratique de la partie moyenne du bassin du Rhône. 2 vol. in-8° Lyon 1870-1880.

Falsan (A.), Esquisse géologique du terrain erratique et des anciens glaciers de la région centrale du bassin du Rhône, in-8, Lyon 1883.

Penck (A.) et Brückner (E.), Die Alpen im Eiszeitalter. T. II, chap. 3, trad. Schaudel. Trav. Géol. Fac. Sc. Univ. Grenoble, VIII, 1^{er} fasc. 1907, p. 111-257.

Gignoux (M.) : Feuille de Lyon au 1/320.000^e; II, Quaternaire de la région de Belley. Bull. Serv. Carte Géol. Fr. XXIII, 1912-1914, n° 136, p. 109-114.

Gignoux (M.) et Combaz (P.) : Sur l'histoire des dernières glaciations rhodaniennes dans le bassin de Belley. C. R. Ac. Sc. Paris, CLVIII, 1914, 1^{er} sem. p. 1636-1639.

Doncieux : Notice de la carte géologique de Nantua, 2^e éd. Cf. aussi E. de Margerie. Le Jura, 1^{re} partie, 8°, p. 304-371.

et de M. Journaux [63, 64, 69, 109] permettent à cet égard d'apporter les précisions suivantes sur le retrait des glaciers würmiens à travers le Jura du Sud, les moraines qu'ils y ont abandonnées et les terrasses qui ont été sculptées dans ces dépôts glaciaires et fluvio-glaciaires.

a) *Les formes d'accumulation du maximum würmien.*

Au moment de l'extension maxima de la glaciation würmienne (ce que Kilian désignait par le terme de Würm I) les glaciers alpins ont progressé jusqu'à la bordure occidentale du Jura, sans atteindre d'ailleurs le plateau de la Dombes où le fjeld rissien était venu s'éta-ler largement. On a depuis longtemps reconnu l'existence d'une ligne de moraines frontales qui peut être suivie depuis Lagnieu jusqu'à Posafol, Sainte-Julie et beaucoup plus loin de là, jusqu'aux moraines de Grenay situées non loin de la route de Lyon à Bourgoin. Ces moraines frontales, que l'on peut qualifier de trans-jurassiennes, ne peuvent être que würmiennes, en raison de la fraîcheur de leurs formes. Celles de Lagnieu dont la convexité, tournée vers le Nord, limite une belle cuvette terminale comprise entre Lagnieu et Saint-Sorlin-en-Bugey indiquent clairement que le glacier venait du Sud-Est, de la vallée actuelle du Rhône qui sépare le massif de Portes du plateau de Crémieu. Ce sont ces moraines qui, en barrant la basse vallée de l'Ain, ont déterminé l'apparition du lac de 200 m. minutieusement étudié et décrit par M. Journaux, et dont on possède des preuves nombreuses inscrites dans les terrains et la topographie environnante : dépôts argileux et varvés d'origine glaciaire observés à Chazey, beine lacustre de 245-248 m. entre Béligneux et Meximieux, cônes de déjections de l'Albarine et de l'Ain qui, du moins suivant l'opinion de M. Journaux (19), convergent vers Ambronay à 241 m., petites vallées se raccordant à ce niveau entre Neuville et Saint-Jean-le-Vieux, enfin, en dehors de notre région, replats inscrits à cette altitude sur les versants des vallées des ruisseaux descendant de la Dombes.

Une remarque s'impose à propos des dépôts morainiques du maximum würmien qui sont disposés sur la bordure Sud-Ouest du Bugey ; on ne signale aucune ligne de moraines frontales au débouché occidental de la cluse composée des Hôpitaux vers Ambérieu, où l'on n'aperçoit que des formes rissiennes : ös d'Ambérieu, moraines terminales de Saint-Germain, du Tiret, de Bettant. On vient de voir par ailleurs que M. Journaux considère les alluvions façonnées en terrasse du maximum würmien (a¹ d¹ de la carte géologique de Nantua), comme représentant un cône de déjection issu de l'Albarine. Dès lors, ne doit-on pas considérer que la cluse composée des Hôpitaux, au moins sa section occidentale comprise entre Tenay et Ambérieu, n'était pas empruntée au Würmien par un appareil glaciaire

(19) La carte géologique de Nantua indique bien au Sud d'Ambronay des alluvions du maximum würmien (qui pourraient d'ailleurs se relier au complexe fluvio-glaciaire de Lagnieu et ne pas provenir de l'Albarine). Mais au nord d'Ambronay elle mentionne une formation bien différente, des alluvions néo-würmiennes.

mais parcourue déjà par l'Albarine, une Albarine d'ailleurs beaucoup plus gonflée par la fusion des glaces des régions centrales du Bugey que le maigre ruisseau actuel ? J.-B. Martin semble nous inviter à le faire quand il écrit à la fin de son étude sur la cluse des Hôpitaux [113] que « avant la dernière glaciation, dans la période interglaciaire Riss/Würm, il (le Rhône) y est revenu (dans le chenal de la cluse) pour le quitter à la fin de l'époque würmienne ». Pour lui évidemment, il s'agissait du Rhône et non d'une rivière locale comme l'Albarine ; mais de toute façon il se serait agi d'un écoulement fluvial.

Cette conception est-elle admissible ? Il faut bien reconnaître qu'il n'existe aucune moraine frontale marquant un stade de séjour du glacier supposé à la sortie Ouest de la cluse composée. Il est vrai qu'étant donné l'étroitesse du passage ces moraines frontales, si elles ont existé, étaient de dimensions restreintes et l'on peut admettre qu'un écoulement d'eau puissant, comme il s'en est produit aussitôt après le Würmien, ait pu détruire ces moraines. Néanmoins, le fait qu'il n'en demeure pas un vestige est troublant et tend à faire admettre que la cluse était libre de glaces au Würmien.

Mais alors, comment concevoir que cette cluse composée présente des formes si fraîches et si nettes dues à l'érosion glaciaire, telles celles qui ont été décrites dans un précédent paragraphe, si aucun flux glaciaire n'a emprunté la gorge depuis le Rissien ? Passe encore pour la section occidentale comprise entre Tenay et Ambérieu qui présente moins l'aspect typique d'une vallée glaciaire ; il faudrait toutefois admettre, contrairement à ce que nous avons dit plus haut (20), que les cirques siutés au Nord de Montferrand et au Sud de Torcieu sont dus non pas à l'affouillement des glaces, mais à l'érosion fluviale, ce qui n'est pas impossible puisque l'on note l'existence d'escarpements analogues creusés par de puissants cours d'eau. Mais que dire de la gorge qui s'étend de Rossillon à Tenay et qui, abstraction faite des éboulis, est une auge magnifique dont le profil en U se laisse aisément reconstituer et sur les parois de laquelle on observe des gradins de confluence comme celui des hameaux de Tare ? Il est difficile d'admettre que des formes aussi fraîches remontent au Rissien (21), ce qui impliquerait en outre qu'aux éboulis récents se mêlent des alluvions fluviales würmiennes, fait non encore prouvé à notre connaissance.

On peut se demander dès lors si, loin de connaître au Würmien un écoulement fluvial de bout en bout comme le suggérait J.-B. Martin, la cluse des Hôpitaux n'a pas été empruntée à l'Est de Tenay par un appareil glaciaire tandis que la section occidentale était parcourue par un torrent au débit puissant. La langue glaciaire, détachée du glacier du Rhône dans la région de Virieu, aurait remonté la gorge Rossillon-Tenay, puis la section de la vallée de l'Albarine com-

(20) Cf. 4^e Partie - B, chap. II, § 3.

(21) Cf. toutefois ce qui a été dit plus haut de la cluse de Nantua, Chap. I, 4^e Il est possible qu'une partie importante du calibrage de la cluse ait été effectuée par un glacier fini-Rissien déjà bien individualisé,

prise entre Chaley et Tenay qui est une auge non moins profonde et non moins caractéristique où l'on devine l'empreinte d'un puissant flux glaciaire ; cet appareil alpin s'y heurtait sans doute aux langues de glaces jurassiennes beaucoup plus faibles issues de la région de Rougemont et de la chaîne du Molard de l'Orge. Peut-être cette rencontre de deux courants glaciaires a-t-elle perturbé le dépôt de moraines frontales lors du retrait des glaces. Peut-être celles-ci ont-elles été facilement remaniées, en raison de leur étroitesse, par les processus périglaciaires ultérieurs et sont-elles aujourd'hui incorporées aux éboulis épais qui tapissent les versants de Chaley à Tenay. Toujours est-il que l'on est bien forcé de constater leur absence. Quant à l'Albarine würmienne qui aurait emprunté la section Tenay-Ambérieu et apporté les alluvions notés a¹ d¹ entre Ambérieu et Ambronnay, ce ne pouvait être qu'un puissant torrent constitué par des eaux de fonte et issu latéralement du glacier à hauteur de Tenay, phénomène que l'on observe dans les glaciers actuels, par exemple sur la bordure septentrionale du glacier des Bossons dans le massif du Mont-Blanc. Ou bien alors il faut admettre qu'un diverticule du glacier empruntait la section Tenay-Cluse de l'Ermitage, où l'on observe encore, notamment sous le synclinal perché du plan d'Evosges, des versants très redressés et que l'Albarine post-würmienne a détruit les moraines frontales abandonnées entre Tenay et Saint-Rambert. De toute façon, les glaces occupant la gorge des Hôpitaux, les eaux de fonte ne pouvaient que se diriger vers l'Ouest, vers Ambérieu, où l'altitude très basse était favorable à la fusion des glaces ; elles constituaient le torrent au débit abondant qui aurait évidé les méandres encaissés de Montferrand et Torcieu, parachevant ainsi l'œuvre des cours d'eau anté-würmiens et peut-être pliocènes.

En outre cette situation s'est prolongée au delà du maximum glaciaire würmien car, au moment du retrait des glaces vers l'Est et lors même que se trouvaient déjà constituées les moraines stadières de Rossillon-Virieu, un grand culot de glace morte a dû rester longtemps emprisonné dans la gorge des Hôpitaux, barrant la route à tout écoulement dirigé de ce côté. Ainsi pourraient s'expliquer les divers aspects de la cluse composée en même temps que les dépôts et l'absence de moraines frontales de la région d'Ambérieu. Mais il faut bien reconnaître que cette cluse des Hôpitaux pose une fois de plus un problème difficile à résoudre et que son évolution morphologique est pleine d'énigmes.

Revenons maintenant aux dépôts appartenant au maximum würmien. Outre les moraines transjurassiennes de Lagnieu qui viennent d'être décrites, M. Doncieux, dans la notice de la carte géologique de Nantua (2^e édition), range dans la catégorie des moraines frontales du maximum würmien les belles moraines semi-circulaires qui, à Saint-Martin-du-Fresne, à l'Est de Nurieux et au Nord-Est de Montréal, délimitent la cuvette terminale de Port et Brion et, par leur convexité tournée respectivement vers le Sud, l'Ouest et le Nord, indiquent nettement que le glacier est venu de l'Est par la cluse de Nantua-Châtillon-de-Michaille. Ces moraines sont constituées par des éléments surtout autochtones ; mais les galets cristallins et cal-

caires noirs alpins n'en sont pas exclus, ce qui prouve qu'aux glaces locales descendues du Retord et des chaînes du Bugey central se mêlait un flux alpin détaché du glacier du Rhône en aval de Fort-l'Ecluse. Ce sont ces moraines qui ont retenu les eaux du lac de Nantua dont le rivage nord occidental a beaucoup reculé depuis. Il est à noter toutefois que M. Vincienne [63] semble ne pas admettre cette interprétation et faire de ces formes glaciaires des moraines stadiaines et non des moraines du maximum würmien. Il est difficile de se prononcer entre ces deux conceptions car on peut, semble-t-il, tout aussi bien considérer qu'au maximum d'extension de la glaciation würmienne le rameau issu du glacier du Rhône, beaucoup moins puissant que le tronc principal, ne s'est pas avancé au delà de la vallée de l'Oignin (on ne trouve d'ailleurs pas trace de Glaciaire würmien vers l'Ouest et le Sud-Ouest).

Enfin, parmi les moraines du maximum würmien, M. Doncieux fait rentrer les moraines de fond et les moraines latérales qui tapissent le Valromey jusqu'à hauteur des villages des Abergement où elles entrent en contact avec des dépôts d'éléments exclusivement jurassiens qui proviennent du Retord. M. Vincienne au contraire estime [63], avec raison semble-t-il, qu'il faut distinguer les moraines de la partie Nord du Valromey plaquées contre le versant méridional du Retord qui appartiennent au maximum würmien et les moraines de la bordure méridionale, vers Luthézieu, Belmont et Chavornay, qui se rattacheraient plutôt aux moraines de Rossillon-Virieu, c'est-à-dire, comme nous le verrons bientôt, au stade de Brégnier-Cordon.

Les autres formes topographiques qui ont été léguées par cette phase d'extension maxima des glaces würmiennes consistent d'abord en cônes de transition fluvio-glaciaires rattachés aux moraines précédemment décrites. On peut citer sur la bordure du Jura les cônes, assez exigus d'ailleurs, qui sont situés à Charveron et au Sud-Ouest de Vaux-en-Bugey et se raccordent aux moraines de Lagnieu. Mais les plus belles formes de ce type sont à coup sûr les cônes de transition de Montréal et de Nurieux, celui de Saint-Martin-du-Fresne étant beaucoup moins apparent. Les tranchées de la route et de la voie ferrée de La Cluse à Nurieux offrent une coupe, tout à fait classique d'ailleurs, de celui de Nurieux, en montrant sur leurs parois des alluvions sableuses stratifiées avec plongement vers l'Ouest.

Enfin l'on peu ranger parmi les dépôts datant du maximum de la glaciation Würmienne les alluvions qui se sont déposées en aval des moraines frontales ou qui ont été abandonnées par les cours d'eau se jetant dans les lacs de barrage morainique ainsi créés et qui, par suite du recreusement consécutif au retrait des glaces vers l'Est, ont été sculptées en terrasses. Ce sont les terrasses qui se tiennent à une altitude relative de 16-25 m, au-dessus des thalwegs actuels et dont l'existence permet de reconstituer d'anciennes vallées légèrement plus élevées que les vallées actuelles. A ce système de formes se rattache la terrasse située à l'Ouest de Vaux-en-Bugey et traversée par la route de Saint-Denis à Lagnieu ainsi que la terrasse plus vaste qui s'étend d'Ambérieu-ville à Douvres et Ambronnay et porte l'aérodrome d'Ambérieu.



Fig. 41. — Croquis de la région située à l'Est de Belley, montrant les stades de retrait du glacier würmien avec les vallums morainiques de Belley et de Cressin-Charbonnod. Cluse abandonnée du Lit-au-Roi, avec verrous de La Touvière et du Lit-au-Roi. Complexe de diffuence de Saint-Champ et de la vallée suspendue du lac de Barterand. Enais bourrelet de moraine frontale plaquée contre la base du versant Est de la chaîne de Marignieu.

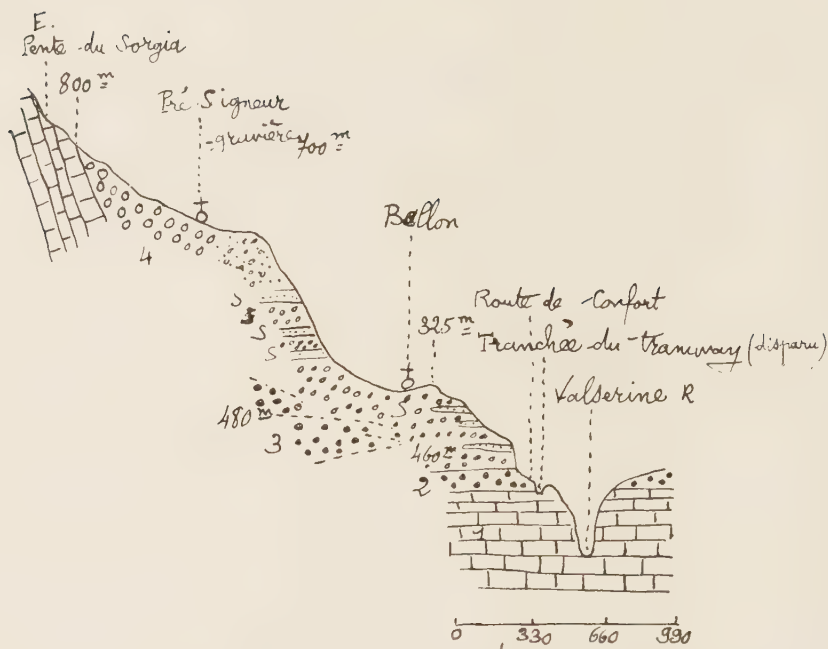


Fig. 42. — Coupe du pied du Sorgia à la Valserine. 1, Urgonien ; 2, Glaciaire Würmien ; 3, Alluvions flu-glac. ; S, bancs sableux ; 4, Glaciaire Würmien (stade de retrait) (d'après L. Doncieux).

Echelles des hauteurs = 1 : 15 000 ; des longueurs = 1 : 33 000.

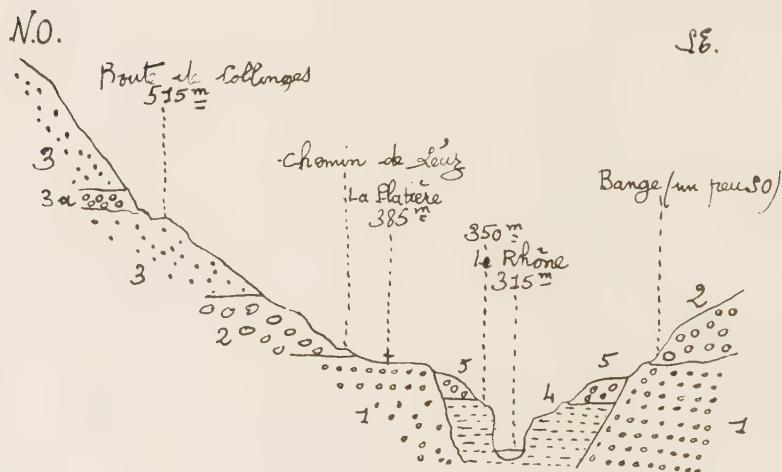


Fig. 43. — Coupe de la Vallée du Rhône au S. de Léaz. 1, Alluvions préwürmiennes ; 2, Würmien ancien ; Alluvions fluvio-glaciaires (cône de transition) ; 3a, Lame de glaciaire (stade de retrait) ; 4, Alluvions de progression néo-würmienne ; 5, Moraine néo-würmienne.

Deux coupes à grande échelle (d'après L. Doncieux) à travers le complexe fluvio-glaciaire de Lancrans et Ballon (Est de Bellegarde).

Echelle des hauteurs = 1 : 10 000. Echelle des longueurs = 1 : 30 008.

A l'intérieur même du Jura on retrouve des lambeaux de terrasses de ce niveau dans la vallée du Suran, notamment à Arturieux et au Nord du carrefour de Bohas où elle passe assez insensiblement à la terrasse inférieure néo-würmienne de Cormorand ; on la suit d'ailleurs entre Arturieux et le carrefour de Bohas, là où les alluvions sont superficiellement décalcifiées et passent à un faciès argileux qui témoignent d'une période moins froide ayant suivi le maximum würmien. Enfin la belle nappe fluvio-glaciaire d'Izernore étudiée par M. Journaux [107] ainsi que la terrasse de Nurieux-gare appartiennent à ce système de formes : la première constitue une surface d'une étonnante horizontalité que la route de Thoirette à Nantua traverse depuis le Nord d'Izernore jusqu'à Saint-Germain-de-Béard ; démantelée en éperons par l'érosion récente au Sud du hameau de Condamine, elle domine l'Oignin par un rebord abrupt à l'Ouest et la petite gorge ainsi créée avait été utilisée par l'usine électrique des Trablettes avant que le plan d'eau résultant du barrage de Matafalon ne vienne la noyer en partie.

b) *Les moraines et les alluvions inter-stadiaires.*

Avant de revenir, à la fin du Würmien, sur la ligne de Lancrans-Bellegarde-Mont de Sion qui mord à peine sur les chaînes du Jura méridional, les glaciers ont reculé progressivement et marqué des temps d'arrêt sur certains emplacements où ils ont abandonné des moraines frontales. Si une grande partie de ces dépôts peu consistants a été détruite par l'érosion des eaux courantes post-quaternaires, il en est demeuré certains témoins caractéristiques qui ont permis de fixer quelques stades de retrait dans le Jura du Sud. Kilian et Gignoux, suivis par M. Vincienne, ont ainsi repéré trois stades de retrait des glaciers würmiens auxquels correspondent trois moraines stadiaires dites intrajurassiennes. Il est à noter que c'est dans le Bas-Bugey, c'est-à-dire dans la partie du Jura méridional la plus déprimée et par suite la plus ouverte aux invasions et aux retraites des glaces, que ces moraines stadiaires ont été le mieux conservées et que les trois stades de retrait ont été caractérisés et définis.

Le premier stade de retrait est celui de Brégnier-Cordon où l'on observe une moraine frontale qui est légèrement convexe vers l'Ouest et s'appuie sur la butte de calcaire Jurassique supérieur et Valanginien appelée Mont de Cordon (22). En arrière de la moraine, l'ancienne cuvette terminale abrite encore le petit lac de Pluvis, profond de 12 m., car le Rhône qui a pu un moment emprunter le passage direct de Murs à Brégnier, s'est vu barrer la voie par la moraine et contourne maintenant le Mont de Cordon et le Molard de Sablon. Cette moraine frontale marque évidemment un stade d'arrêt du glacier du Rhône qui avait reculé depuis la région de Lagnieu-La Villette-d'Anthon.

A ce stade doivent être rattachées, semble-t-il, les moraines de Rosillon-Virieu-le-Grand qui ont été étudiées par J. B. Martin. Ces

(22) Cf. 1/20.000° : La Tour-du-Pin n° 3.

moraines très fraîches, parfois en forme de salières, qui abritent les lacs de Virieu et de Pugieu (ph. 6), sont bien distinctes des alluvions caillouteuses étalées en haute terrasse immédiatement au Sud-Est de Rossillon et qui sont peut-être des témoins du passage d'un cours-d'eau pré-glaciaire dans la cluse des Hôpitaux. Vers le passage à niveau de Virieu, elles renferment des cailloux striés et doivent donc ici être considérées comme des moraines de fond ; mais, plus au Sud-Ouest, les cailloux striés disparaissent et l'on peut penser que nous sommes bien en présence d'une moraine frontale marquant un arrêt dans le recul du glacier würmien qui s'était engagé, au moins jusqu'à Tenay, dans la cluse des Hôpitaux. M. Vincienne rattache en outre à ce stade les moraines de la bordure méridionale du Valromey ; mais on a vu que selon d'autres auteurs, en particulier M. Doncieux, tous les dépôts glaciaires du Valromey appartiennent au maximum würmien. Nous avons déjà dit plus haut qu'il semble logique cependant, si l'on considère la topographie, de suivre M. Vincienne dans son interprétation.

Les glaciers würmiens en voie de retrait ont marqué un second temps d'arrêt que l'on a coutume de désigner sous le nom de stade de Virignin-Belley, du fait que les formes d'accumulation qui ont servi à le caractériser se trouvent situées dans cette partie du bassin de Belley, à l'Ouest de la cluse abandonnée du Lit-au-Roi (fig. 41). On rencontre en effet en aval de cette cluse un très beau vallum morainique en arc de cercle, à profil dissymétrique avec pente douce vers l'Ouest et abrupt vers l'Est, qui joint les hameaux de Coron et Muzin en passant par le sommet coté 299 m. ; cette moraine frontale très nette qui renferme quelques gros blocs de roches alpines enserme une cuvette terminale remblayée et encore marécageuse, très caractéristique, qui s'étend jusqu'au verrou de La Touvière et même au delà vers l'Est jusqu'à la partie non encore remblayée qui abrite le lac de Bare profond de 21 m. Les eaux de fonte des glaces stationnant à l'Est de cette moraine ont scié le vallum entre Coron et la cote 299, là où passe la route de Belley à Seyssel, si bien que la moraine frontale n'a plus la continuité primitive. Ce vallum est vraisemblablement doublé à l'Ouest par un autre, moins élevé et plus discontinu, dont la partie la plus occidentale porte la gare de Belley et qui semble venir s'accoler au précédent dans la région de Magnieu. Alors qu'au stade précédent de Brégnier-Cordon le bassin de Belley était encore tout entier recouvert par la glace, au stade de Virignin-Belley le glacier n'occupait plus que le fond des dépressions du bassin de Belley où des culots de glace isolés fondaient sur place, ainsi que la cuvette d'Artemare au Sud du Valromey.

Enfin, toujours dans cette même région du Bas-Bugey, on rencontre un troisième complexe glaciaire bien typique qui est l'indice d'un troisième stade de stationnement du glacier würmien. C'est le complexe de Massignieu-Charbonnod auquel se rattache la petite moraine frontale de Saint-Champ. Toutes ces formes ont été minutieusement décrites par M. Vincienne [64] qui a examiné le lambeau de moraine frontale de Charbonnod (ph. 9), bien distinct du bourrelet de moraine de fond accumulé contre l'obstacle de la « chaîne » de Marignieu, de Ceyzérieu à Cressins, et qui a insisté surtout sur

le complexe de difffluence de la vallée de Saint-Champ. On a vu plus haut (cf. le développement consacré à l'érosion glaciaire würmienne) quelles étaient les formes de creusement dont la langue glaciaire empruntant cette vallée était responsable. Signalons en outre qu'en aval du grand palier remblayé qui s'étend à l'altitude 300 m. au Sud du lac de Barterand on rencontre un petit vallum morainique fort net qui barre l'entrée Nord du tronçon longitudinal en forte pente de la vallée de Saint-Champ. Cette petite moraine frontale s'appuie sur les deux chaînons de bordure et empâte la base du versant septentrional de la pointe cotée 500 m. Peu élevé au-dessus du palier marécageux, cet appareil morainique marque le dernier stationnement du glacier en voie de retrait et a déterminé la formation du lac de Barterand dans la section surcreusée.

Comme l'a démontré M. Vincienne, cette moraine de Saint-Champ se rattache au stade de Charbonod et non à celui de Virignin-Belley: en effet lors du stade de Virignin-Belley, le glacier occupant la cluse du Lit-au-Roi qui atteignait au moins l'altitude du vallum de Coron-Muzin, soit 300 m., envoyait facilement une langue affluente par la vallée de Saint-Champ jusqu'au palier, haut lui aussi de 300 m., où ce flux secondaire se mêlait aux glaces diffluent par le seuil de Lézieu. Dans cette vallée occupée par la glace de bout en bout, on conçoit qu'un vallum morainique ne pouvait se constituer.

Tel est l'ensemble de formes d'accumulation glaciaire qui permet de caractériser ce troisième stade de stationnement du glacier, au cours duquel le bassin de Belley se trouvait cette fois complètement libéré des glaces alpines.

A ces moraines intra-jurassiennes relevées dans le Bas-Bugey il conviendrait, selon M. Vincienne, de rattacher les vallums très frais et très nets de Montréal, Nurieux et Saint-Martin-du-Fresne, en aval du lac de Nantua, que nous avons déjà décrits. Mais on a vu plus haut que l'on pouvait tout aussi bien rattacher ces moraines frontales au maximum würmien, comme l'a fait M. Doncieux.

Quelques cônes de transition fluvio-glaciaires se raccordent évidemment à ces moraines frontales intra-jurassiennes. Cependant, si l'on met à part ceux de Montréal et Nurieux, déjà décrits comme rentrant dans la catégorie des cônes du maximum würmien, les cônes de transition appartenant aux phases stadiques du Würmien, sont peu développés et peu nets, comme il est naturel pour des formes qui sont apparues en fonction de stationnements relativement brefs des glaciers. On peut sans doute voir des cônes à peine esquissés au Nord et au Sud de Belley, en relation avec les moraines frontales de Virignin-Belley, mais il est difficile de les isoler au milieu des collines modelées dans l'épais dépôt de molasse vindobonienne. Quant au cône de transition qui s'étend en aval des moraines de Virieu-le-Grand, il a été complètement détruit, par l'érosion du Furans, de Cheignieu à Manicle; en outre, la présence d'un épais dépôt d'alluvions sableuses, sans doute témoins du passage d'un cours d'eau pré-glaciaire a rendu difficile l'observation.

Enfin, l'on peut noter en un autre secteur du Bas-Bugey la présence de dépôts alluviaux, remaniés à partir des moraines de retrait

des glaciers würmiens, et qui se rattachent par suite aux phases stadiâires: c'est en bordure de la cuvette d'Artemare, près de l'entrée orientale de la cluse des Hôpitaux (ph. 24). On rencontre ici des lambeaux de terrasses locales qui ont été dégagées par un recréusement plus récent de la fin du Würmien dans des alluvions interstadiâires würmiennes. Ils ont été figurés par M. Doncieux sur la carte géologique de Nantua (2^e édition) et constituent les terrasses très nettes, aux rebords bien tranchés, qui portent le village d'Artemare et, à l'Ouest, le hameau de Massignieu dominant la plaine marécageuse où coule le Séran. Ces alluvions se retrouvent au Sud de Chandossin, au-dessus du ruisseau des Eaux-Mortes. On voit donc qu'elles s'engagent dans la cluse de Virieu-le-Grand par où le cours d'eau issu des glaces s'écoulait et l'on note d'ailleurs qu'elles sont inclinées vers le Sud-Ouest. Il s'agit bien entendu de formes locales qui ne font pas partie d'un système de terrasses à altitude relative constante, comme c'est le cas des terrasses du maximum würmien ou de la récurrence néo-würmienne.

c) *Les formes du retrait würmien.*

A la fin de l'époque würmienne proprement dite, les glaciers se sont retirés près de Bellegarde et ont séjourné longtemps sur une ligne qui passait approximativement par Lancrans, Léaz, Dingy-en-Vuache et le Mont de Sion. En raison de la longueur de l'arrêt qu'ils ont marqué en ces lieux, ils ont abandonné des moraines d'une grande ampleur. C'est la phase qui avait été appelée « Würm II » par Kilian. Parmi ces moraines les unes sont des moraines frontales qui marquent le rebord du glacier, moraines dites cis-jurassiennes bien qu'elles empiètent un peu sur les chaînes du Jura méridional. Ce sont de part et d'autre du chaînon du Vuache qui devait faiblement émerger, les vallums que l'on observe, sur la rive droite du Rhône, à l'Est de Lancrans, de Ballon, autour du Sorgia jusqu'à 780 m. (ph. 18), à Léaz et sur la rive gauche, en dehors cette fois de notre région, à Dingy-en-Vuache et surtout à la Montagne de Sion, formée d'un magnifique vallum morainique. On voit que le flux de glace débordait largement le défilé actuel de Fort l'Ecluse (23) et recouvrait les pentes du Sorgia et, de part et d'autre du Rhône, de la digitation du Reculet-Crédoz qui, au Sud du fleuve, constitue le Vuache.

Il faut rattacher à ces moraines du Würm II les moraines latérales garnies de gros blocs alpins qui, jusqu'à plus de 800 mètres d'altitude, tapissent les pentes de la chaîne du Reculet-Crédoz au-dessus de Collonges, Farges, Péron et, plus au Nord, dans le pays de Gex (24). Ce sont les boues morainiques abondantes dans lesquelles sont emballés les gros blocs alpins qui constituent les nombreuses croupes, aux pentes molles et convexes, qui sont plaquées ici et là contre les pentes orientales de la haute chaîne et se distinguent aisément des pentes plus dures et plus âpres calquées sur les calcai-

(23) Vincienne (H.) [63].

(24) 1/50.000^e : Saint-Claude et Saint-Julien-en-Genevois.

res crétacés et jurassiques en fort pendage: ces faits sont particulièrement apparent de part et d'autre du ravin de Crozet.

Ces dépôts glaciaires suscitent cependant deux remarques. On note d'abord, aussi bien à l'Ouest de Crozet que de Villeneuve que les moraines comportent une forte proportion d'éléments jurassiens, pouvant atteindre 90 % vers la petite route qui mène de Crozet au col de Crozet, les cailloux d'origine locale étant naturellement à peine émoussés tandis que les éléments alpins sont beaucoup mieux roulés en raison du long transport qu'ils ont subi. Cette remarque vaut surtout pour les parties les plus élevées du bourrelet morainique, comprises entre 700 et 800 m. C'est précisément l'altitude assez élevée qui explique la prédominance des éléments jurassiens. Le mélange des deux types, local et alpin, témoigne de la rencontre qui s'est produite entre les langues glaciaires locales issues des cirques de la haute chaîne (col de Praffion, col de Crozet) qui sont descendues dès le refroidissement du climat, peut-être avant même que les glaces alpines n'atteignent cet endroit, et ces dernières qui remontaient les pentes en repoussant les moraines contre la montagne. On remarque d'ailleurs que, dans ces dépôts morainiques, on trouve quelques éléments de calcaire roux du Valanginien, remontés du bas des pentes, mais surtout des cailloux un peu émoussés de Jurassique supérieur, descendus des régions plus élevées.

En outre, il est possible que ces moraines soient plus complexes que ne l'indique la notice de la carte géologique de Nantua. On remarque en effet, notamment à l'Est de Crozet et au-dessus d'Allemogne, qu'elles renferment non seulement des boues et des cailloux émoussés, mais aussi des galets striés. Il ne s'agit plus alors d'un faciès de moraines latérales, mais bel et bien d'un faciès de moraines de fond. On peut se demander par suite si la moraine latérale du Würm II n'est pas mélangée à des restes de moraines de fond du Würm I: au moment de l'extension maximum des glaces würmiennes le grand flux glaciaire venu de l'Est a buté contre la haute chaîne du Reculet-Crédoz. La moraine de fond a dû s'accumuler en bourrelet contre cet obstacle. On connaît ailleurs d'autres exemples de ce phénomène, notamment sur la bordure orientale de la « chaîne » de Marignieu qui, en comparaison du Reculet, n'est pourtant qu'un faible obstacle.

Les vallums cis-jurassiens de la fin du Würmien sont naturellement prolongés eux aussi, vers l'extérieur par des cônes constitués par des alluvions fluvio-glaciaires avec intercalations morainiques. Etant donné la situation des moraines frontales à la limite du Jura méridional, un seul de ces cônes intéresse notre région, mais il est d'une étendue et d'une importance considérables: c'est celui du Petit-Crédoz (fig. 42 et 43). Il y a là en effet une grande masse de dépôts fluvio-glaciaires qui rayonne à partir du vallum plaqué contre les pentes du Grand-Crédoz et qui s'étend depuis Lancrans jusqu'à Léaz: la route nationale 84 en contourne par de nombreux virages les croupes coupées de ravins descendant vers le Rhône, tandis que le tunnel de la voie ferrée de Bellegarde à Genève le transperce de part en part et a permis d'en avoir une excellente coupe. Les autres cônes de transition, non moins considérables, sont situés en dehors

du Jura, dans l'avant-pays savoyard: ce sont ceux de Savigny, au Sud de Dingy-en-Vuache et de Verlioz-Cernex au Sud de la Montagne de Sion.

Après avoir stationné longtemps sur cette ligne marquée par la présence des moraines cis-jurassiennes, les glaciers würmiens proprement dits se sont retirés vers les parties hautes des Alpes. Il s'en est suivi une période de creusement qui a dégagé des terrasses modelées dans les alluvions fluvio-glaciaires du retrait würmien: ce sont les terrasses dont l'altitude relative au-dessus des thalwegs varie de 8 à 15 m. et qui sont figurées sur la carte géologique de Nantua sous la dénomination, un peu impropre, semble-t-il, de terrasses néo-würmiennes (a 1°). On les rencontre dans les vallées du Revermont et entre la bordure occidentale du Bugey et le plateau de la Dombes. Le long du Suran (25) on peut les suivre depuis Simandre jusqu'au Sud-Est du hameau de Résignel, en passant par le Sud de Curfin, Cormorand et Noblens où elles s'étalent largement et dominent la vallée actuelle du Suran par un petit ressaut très net; sur la rive gauche le hameau de Feuilles et la route entre Simandre et le pont à l'Est de Valuisant sont établis sur une banquette qui fait partie de ce système de terrasses; on en retrouve un lambeau au Nord de Bohas, à l'Est et en contre-bas de la terrasse du maximum würmien de Noyer.

Dans la vallée de l'Ain, des lambeaux de terrasses de ce type jalonnent un ancien cours plus élevé de la rivière à Bolozon-village et à l'Ouest de la butte conique du Balvay, ainsi qu'en face, sous le seuil de Romanèche, où l'on voit un très bel étagement de terrasses rissiennes, würmiennes et néo-würmiennes, non mentionnées d'ailleurs sur la carte géologique. On les retrouve à Chambod où des alluvions marquent un ancien cours direct de l'Ain recoupant le méandre actuel, à Allement, à Bosseron, en face de Neuville, à Thol où la terrasse prend de l'extension et porte la route nationale 84 entre Neuville et Oussiat, enfin, en dehors de notre région, sur une étroite bande de terrain, à Priay et à Villette-sur-Ain.

Sur la bordure occidentale du Bugey, ces terrasses prennent une ampleur considérable: elles forment une bande très large qui va du Nord-Ouest de Jujurieux où elle porte la route d'Ambérieu à Cerdon, jusqu'au Sud-Ouest d'Ambronnay; elles constituent enfin, en contre-bas de la terrasse du maximum würmien d'Ambérieu-Aviation, la grande plaine d'Ambérieu-gare — Saint-Denis-en-Bugey — Leyment qui s'étend jusqu'au pont de Chazey et même au delà en face de Charnoz. Ces terrasses ont été minutieusement décrites par M. Journaux qui voit [108, 109] dans celle d'Ambérieu-gare la trace d'une ancienne vallée de l'Albarine dont un ancien méandre est encore bien visible dans la topographie entre Ambérieu et Châtea-Gaillard.

d) *La récurrence néo-würmienne.*

Après le retrait des glaciers würmiens et la période de creusement signalée plus haut, les glaciers alpins sont revenus, timide-

(25) 1/50.000° : Nantua et Bourg.

ment d'ailleurs, une dernière fois et ont occupé les parties basses de leur précédente extension. C'est ce que Kilian a appelé la récurrence néo-würmienne. Il s'agit d'ailleurs d'une invasion glaciaire éphémère et beaucoup moins importante que les précédentes, constituée par autant de nappes glaciaires indépendantes que de bassins actuels de rivières. En raison de sa faiblesse relative, cette récurrence néo-würmienne intéresse à peine notre région. On a surtout identifié les moraines néo-würmiennes à l'Est du Vuache et du Grand Credo de part et d'autre du Rhône: on les trouve ainsi à Viry, Valleiry, Chevrier et Vulbens sur la rive gauche du fleuve et à Collonges, Pougny, Farges et Challex sur la rive droite. Remarquons d'ailleurs que l'on ne voit pas de vallums néo-würmiens distincts de ceux du Würm II dont il a été question plus haut: c'est sans doute parce que ces langues glaciaires néo-würmiennes arrivaient dans cette région à bout de course et que leur front, peu élevé, n'a pu pousser devant lui des dépôts bien importants qui auraient ensuite constitué un vallum; c'est aussi en raison de la proximité immédiate des vallums du Würm II et des bourrelets de moraines de fond plaqués contre la haute chaîne. Toutefois, une digitation de cette langue glaciaire a dû s'insinuer par la cluse de Fort l'Ecluse, puisque l'on retrouve des moraines latérales qui remontent à cette époque sur la rive gauche du canyon du Rhône en contrebas des moraines würmiennes jusqu'à Léaz, Arcine et même un peu en aval. Ces moraines ont d'ailleurs été en partie noyées par le plan d'eau consécutif à la construction du barrage de Génissiat. On voit donc qu'il s'agit d'une incursion bien limitée dans le Jura méridional. Quant au seul cône de transition néo-würmien que l'on ait pu identifier dans la région, il se trouve en dehors du Jura à la sortie du défilé de La Balme-de-Sillingy.

CHAPITRE III

LES CONSÉQUENCES DE LA GLACIATION WÜRMIENNE SUR L'HYDROGRAPHIE ET L'ÉVOLUTION RÉCENTE

Bien que limitée aux vallées et dépressions ou plutôt parce qu'elle intéressait essentiellement ces vallées et ces dépressions, la glaciation würmienne n'a pas manqué de perturber gravement l'hydrographie du Jura méridional. Par suite de l'abondance et de la fraîcheur des moraines abandonnées, cette perturbation a été durable : si certains phénomènes post-glaciaires ont été relativement éphémères, d'autres modifications dues à la glaciation würmienne sont encore sensibles dans le régime actuel des eaux. Nous examinerons successivement la question des lacs post-glaciaires aujourd'hui disparus mais dont on retrouve la trace dans certaines terrasses et certains dépôts, les lacs actuels — ceux qui sont d'origine glaciaire et ceux qui doivent leur existence à d'autres facteurs —, les modifications de tracé qui ont affecté certains cours d'eau — en particulier les phénomènes d'épigénie glaciaire — enfin les manifestations des processus d'érosion péri-glaciaire qui ont marqué de leur empreinte les vallées du Jura méridional à la fin du Würmien et aussitôt après cette période.

1° *Les lacs post-glaciaires éphémères*

Les moraines, surtout les moraines frontales abandonnées dans les vallées par les glaciers würmiens au cours de leur retrait vers l'Est, ne pouvaient manquer de provoquer la formation de lacs en arrière des barrages naturels ainsi constitués. On a vu (1) qu'après la glaciation rissienne, il s'était formé des lacs de ce type que l'on peut, semble-t-il, identifier en certains points privilégiés, notamment dans le Val Chézery. Néanmoins, dans la plupart des cas, le passage ultérieur des glaciers würmiens a oblitéré les témoins de lacs apparus au début de l'interglaciaire Riss/Würm. Il n'en est pas de même évidemment pour les épisodes lacustres qui ont pris

(1) Cf. 4° Partie, B, Chap. I, 5° a).

place aussitôt après le retrait des glaciers würmiens. Si ceux-ci ont disparu dans la plupart des cas, ils ont laissé des traces bien visibles dans la morphologie actuelle et ont exercé une assez grande influence sur le modelé dans certains cas, en particulier quand il s'agissait de terrains tendres dont la nature friable et l'aptitude à être rapidement façonnés en terrasse compensaient la brève durée des lacs. La constitution de ces lacs éphémères post-würmiens a entraîné deux conséquences dans le modelé du terrain.

En premier lieu ces lacs ont joué pendant une certaine période pour les cours d'eau affluents le rôle de niveaux de base locaux, évidemment plus élevés que les niveaux de base de confluence antérieure à la glaciation. Le relèvement du plan d'eau à l'aval a entraîné en amont un remblaiement des vallées. En outre, en fonction de ces lacs, des replats se sont façonnés qui se sont entrecroisés avec les replats, plus développés et plus nombreux, qui témoignaient de l'existence de vallées pliocènes; ailleurs, le plan d'érosion de ces écoulements post-würmiens se trouvant très proche de celui de l'érosion pliocène sans être cependant entièrement confondu avec lui, des remaniements ont été apportés aux vestiges de vallées pliocènes, de véritables replats polygéniques sont apparus qui rendent souvent très difficile l'identification des vrais replats pliocènes. Enfin, la vidange de ces lacs a dû donner lieu à de puissants courants qui ont mordu légèrement sur les versants des vallées, en raison de l'abondance des débits et de la violence des courants et malgré la brièveté de ces phases; ainsi sont nées en contre-bas de nouvelles esquisses de replats. Si l'on ajoute à cela que dans certaines vallées, comme celle de la Valserine, différents lacs étagés ont pu ne pas se vider simultanément et que, par suite, les émissaires lacustres ont eu plusieurs niveaux de base successifs, on conçoit aisément à quel degré de complexité peuvent atteindre les formes du relief. Il en est ainsi précisément dans cette vallée de la Valserine, notamment entre le val de Lelex et le val de Chézery, dans le défilé de Sous-Balme, où les vicissitudes glaciaires et lacustres sont venues oblitérer en partie les traces d'ancienne morphologie fluviale pliocène ou au moins rendre difficile l'identification de ces traces (2).

En second lieu, une érosion latérale même limitée s'est développée à partir de ces lacs et leurs anciennes berges se traduisent parfois de nos jours par l'existence, en terrains tendres, glaciaires, pliocènes ou molassiques, de terrasses sans pente longitudinale appréciable sur lesquelles on trouve, recouvrant les galets et cailloutis glaciaires, des sables qui semblent bien être d'origine lacustre. Parfois d'ailleurs, on se trouve en présence de replats polygéniques qui résultent du remaniement de replats fluviaux antérieurs, de témoins d'anciens fonds de vallée qui se trouvaient ramenés dans le plan de l'érosion lacustre latérale. Le val Chézery renferme, semble-t-il des traces de deux et même trois lacs formés à l'abri des moraines qui, appuyées aux contreforts du massif de Menthrières

(2) Nous avons eu déjà l'occasion de parler de ces interférences entre replats pliocènes et replats récents, à propos de l'étude des vallées pré-glaciaires de la Valserine. Cf. 3^e Partie, chap. II et V.

et de l'extrémité méridionale de la chaîne du Crêt Chalam, barraient l'entrée de la cluse des Isles.

a) *Le Val Chézery.*

On observe d'abord vers 730-740 m., sur la rive gauche de la Valserine, une série de replats dont l'altitude ne décroît pas vers l'aval: après le replat isolé et exigu de Chazale (3), situé au Nord de celui de Grand Chat dont il a été question plus haut (4) mais bien distinct de lui, ce sont ceux qui portent les hameaux de Rosset, de Charbonnière et de l'Eperry et qui forment une longue banquette subhorizontale, à peine morcelée par de petits ravins dus à l'érosion ultérieure, qui se prolonge même un peu au delà de l'Eperry jusqu'au droit de Grand Essert. Ces replats de rive gauche sont façonnés dans le glaciaire d'origine locale, très vraisemblablement würmien, qui tapisse le versant oriental du Val Chézery et recouvre lui-même l'énorme accumulation de débris provenant de la rupture de la charnière anticlinale du Reculet-Crédoz et du décollement si bien décrit par M. Vincienne. Il s'agit donc de matériaux tendres, ce qui peut expliquer que des lacs de peu de durée aient pu laisser des berges aussi nettes.

Sur la rive droite de la Valserine, il est possible que l'on doive rattacher à ce système de formes d'érosion lacustre le replat très net qui porte les fermes de La Miérette et de Fond des Prés, en face du Rocher des Hirondelles, et peut-être aussi un replat encore plus exigu, situé juste au Sud du hameau de Noire-Combe. Ces deux replats de 760 m. d'altitude sont bien distincts de la combe de Camétran-Combet dont il a été question à propos des vallées pliocènes. Leur altitude légèrement supérieure à celle de la banquette de l'Eperry peut s'expliquer, comme leur exiguité d'ailleurs, par la présence des couches dures et redressées de l'Urgonien qui s'opposent aux matériaux friables de la rive gauche, dans lesquels le creusement et le façonnement de replats sont beaucoup plus aisés. Peut-être est-ce au cours de cette période, quand le cours d'eau venu de Lélex se jetait dans ce lac au niveau voisin de 740 m., que s'est opérée sur les berges une abrasion vigoureuse qui a contribué à dégager le magnifique revers de crêt du Rocher des Hirondelles.

En contrebas de ces replats qui sont bordés par un talus très net, le versant oriental du Val Chézery offre un autre système de terrasses dont l'altitude avoisine 650 m. Modelées dans les mêmes matériaux que les replats supérieurs, ces terrasses forment une banquette à peu près continue immédiatement à l'Est de Chézery aux lieux dits La Vachéra et Sur le Brey; la petite route de Chézery à l'Eperry la traverse, entre deux rampes par lesquelles elle escalade les talus. En face, sur la rive gauche, on ne trouve guère de traces de cette phase fugitive d'érosion, comme cela est naturel d'ailleurs sur un versant façonné à peu près exclusivement en roche dure et fortement redressée vers l'Ouest. On peut toutefois signaler la pré-

(3) Cf. 1/20.000° : Saint-Julien-en-Genevois n° 2.

(4) Cf. 4° Partie, B, chap. I, 5° a).

sence de deux aplanissements très exigus : l'un est situé au Sud-Est du hameau de Noire Combe, près du lacet de l'ancienne route, en face Fontaine Bénite; son altitude plus élevée (670 m.) peut s'expliquer par la dureté de l'Urgonien dans lequel il est entaillé; l'autre se trouve à l'Ouest de Forens, juste en amont de la petite cluse très étroite, véritable trait de scie œuvre de l'érosion récente, qui s'enfonce jusqu'à 610 mètres.

Il y a donc aux alentours de 650 m., un ensemble de formes aplanies qui semblent bien appartenir à la même génération et avoir été façonnées en fonction d'un même niveau de base local qui est probablement un lac inter-glaciaire. Si le lac plus élevé qui a donné naissance aux banquettes de 730 m. s'est formé derrière les moraines élevées d'un glacier local descendu de la haute chaîne au moment du maximum würmien (Würm I), il faut alors concevoir que le lac inférieur en fonction duquel se sont modelés les replats de 650 mètres environ s'est constitué lors du retour des glaces à la fin du Würmien (Würm II), invasion d'ailleurs moins importante: il est normal que les moraines frontales des glaciers locaux issus du Reculet, comme celles des glaciers alpins des environs de Bellegarde, aient été moins importantes et aient, par suite, constitué un barrage moins élevé.

Mais il y a plus. En deux points du val Chézery, on rencontre des replats, très restreints il est vrai, qui semblent être les seuls témoins d'une troisième nappe lacustre, peu étendue celle-la, qui n'aurait sans doute guère occupé que la partie aval du bassin. Quand on emprunte en effet la route de Chézery à Grand Essert, on s'aperçoit qu'à environ 700 m. de Chézery, le talus qui supporte la terminaison méridionale de la banquette de 650 m. signalée plus haut est coupé, vers 600 m. d'altitude, par un replat allongé Nord/Sud, étroit mais très net. En face, sur la rive droite de la Valserine, on aperçoit à la même altitude, une terrasse très nette, située de part et d'autre du Nant Rochette, et qui porte le village de Forens. En outre, la butte glaciaire de La Planche, postée à l'entrée de la cluse des Isles et qui semble être un lambeau de moraine frontale, atteint exactement cette même altitude de 600 m. Il y a donc là un système cohérent de faits, un ensemble d'indices qui militent en faveur de l'existence d'un lac assez récent et peu étendu, né à l'abri d'un barrage morainique peu élevé. Faut-il y voir la conséquence d'une offensive, limitée en intensité, d'une langue glaciaire locale contemporaine de ce que fut, selon Kilian, la récurrence néo-würmienne pour les glaciers d'origine alpine? Ce n'est pas impossible.

b) *Le Val de Lélex.*

Dans cette même vallée de la Valserine, mais plus en amont, le bassin de Lélex offre des faits analogues. Il est évident qu'un ou plusieurs lacs würmiens et post-würmiens se sont constitués à l'abri de la moraine et du verrou du Niaiset (5). On sait en effet qu'un bourrelet de moraine, correspondant sans doute au front d'une lan-

(5) Cf. 1/20.000° : Saint-Claude n° 6 et 7.

gue glaciaire locale issue de la région de la Dôle et du Colomby (une autre descendue du Reculet a abandonné plus en aval des moraines au milieu du défilé de Sous-Balme), s'est adossé au verrou urgonien qui barre l'entrée du défilé séparant le bassin de Lélex du Val Chézery. Ce bourrelet dont l'altitude atteint 926 m. est échancré par deux brèches : l'une, à l'Ouest, n'est qu'une encoche à 870 m., abandonnée par le torrent et légèrement suspendue au-dessus du val de Lélex ; l'autre, à l'Est, est une coupure étroite et profonde actuellement empruntée par la Valserine et que surplombe la route de Lélex à Chézery. Or, au-dessus des calcaires de couleur claire qui apparaissent à la base du versant Sud-Est très raviné du bourrelet et qui représentent probablement la molasse vindobonienne, il n'y a pas seulement des boues et des blocs morainiques ; on trouve aussi, sur la face Nord du bourrelet, des sables très abondants qui semblent représenter un dépôt lacustre.

Si maintenant nous nous transportons dans le bassin même de Lélex (ph. 21), nous pouvons aussi relever, au moins en deux endroits, la présence de dépôts qui témoignent de l'existence d'un ou de plusieurs lacs. Au Moulin des Moines d'abord, peu en amont du Niaiset, la tranchée de la route, ouverte dans le replat de 900 mètres, montre une grande abondance de petits graviers mélangés à du sable. Beaucoup plus en amont, entre Lélex et Septfontaine, une gravière exploitée près de la ferme de La Gentille, à 890 m., offre une coupe très nette où l'on note de haut en bas la succession suivante : une couche mince (20 à 30 cm.) de cailloux aplatis et à bord arrondis qui peuvent indiquer un écoulement fluvial récent ; un lit très apparent de marnes et sables bien stratifiés en pendage de 5 à 8° vers l'Ouest, donc vers l'axe du val, dépôt lacustre caractéristique ; puis viennent de nombreux galets roulés et des blocs enrobés dans une boue, éléments morainiques indiscutables ; enfin dans le fond de la gravière apparaissent de nouveau des sables et graviers lités, en pendage de 5 à 10° vers l'Ouest, qui témoignent de l'existence d'un lac plus ancien, antérieur à la dernière invasion glaciaire, le lac plus récent étant ainsi post-würmien. Les indications fournies par les terrains font ainsi pencher en faveur de l'existence d'anciens lacs deux au moins, qui auraient occupé, au Würmien et après le Würmien, le val de Lélex.

En outre, nous avons eu déjà l'occasion de signaler (6) l'existence de banquettes qui mordent sur les versants du val de Lélex et dont l'origine est complexe. Vers 920 m. on note la présence de plusieurs replats dont l'altitude ne diminue pas vers l'aval : ce sont, au Nord de Lélex, sur la rive gauche, les replats de La Pécharde et de La Bravarde (7) auxquels correspond en face, sur la rive droite, un replat de même altitude, au-dessus et à l'Ouest/Nord-Ouest de la cote 886,5 ; ce sont encore, un peu en aval, les petits aplanissements qui portent les fermes de la Jeannine et du Panier. En contre-bas, vers 900 m., de nouvelles banquettes apparaissent : il s'agit d'abord

(6) Cf. 3^e Partie, chap. II.

(7) Cf. 1/20.000^e : Saint-Claude n^o 6 et 7.

et surtout de celle qui, entre le Nord du Niais et le village de Lélex, porte la route nationale 491; en face, on rencontre aussi quelques replats, plus isolés, de 900 m., au Fiéret et à La Platière par exemple. Il est à noter que ces replats de 900 m. se rencontrent surtout vers l'aval du bassin de Lélex, entre le village et le verrou du Niais. Au contraire, les replats supérieurs de 920 m. mordent aussi bien sur les versants d'amont du bassin qu'en aval.

Que représentent ces aplanissements? Il semble qu'ils soient distincts des témoins d'anciens fonds de vallée pliocène déjà étudiés plus haut (8) et qu'ils soient des berges d'anciens lacs, aujourd'hui disparus. Toutefois, du moins en ce qui concerne la banquette supérieure de 920 m., il n'est pas impossible que, vers l'aval, on ait affaire à des replats polygéniques: les restes d'une vallée pliocène qui, vers l'amont se relève à 950 et même 1.000 m. (replat de la Petite Michaudie) ont pu, vers l'aval, à hauteur du Moulin des Moines, être raménés dans le plan d'érosion latérale d'un lac würmien; et comme il s'agit, ne l'oublions pas, de terrains assez tendres de la molasse vindobonienne qui apparaît sur la rive gauche à l'Ouest du pli-faille, le remaniement a pu s'effectuer même pendant la brève durée du lac würmien. Comme de plus cette altitude de 920 m. correspond à celle du sommet du bourrelet morainique du Niais (926 m.), on peut considérer que ces replats représentent bien en grande partie des berges d'un lac würmien établi derrière la moraine du Niais et qui occupait tout le bassin de Lélex jusqu'au petit défilé de Septfontaines, en raison de sa profondeur assez grande: d'où la présence de replats jusque dans la partie amont du val de Lélex.

Quant à la banquette inférieure de 900 m., elle semble témoigner exclusivement de la présence d'un lac plus récent et moins profond qui ne pouvait pas dépasser le niveau de l'encoche ouverte dans la moraine du Niais par l'émissaire qui opéra la vidange du lac supérieur. Certes, dira-t-on, l'encoche n'est qu'à 870 m.; mais, dans les boues morainiques et les sables qui composent le bourrelet, l'érosion très récente a pu travailler aisément et abaisser le seuil; en outre, les replats de 900 m. qui seraient d'anciennes berges du lac se trouvaient forcément un peu au-dessus du niveau de l'eau. Aussi peut-on considérer comme certaine l'existence d'un lac inférieur qui, étant moins profond, ne recouvrait que d'une mince pellicule d'eau la partie amont, plus élevée, du bassin de Lélex, ce qui explique l'absence de replats bien nets dans cette partie amont.

Les renseignements fournis par la gravière proche de la ferme de La Gentille (cf. supra) tendraient même à prouver qu'il y eut deux nappes d'eau successives, séparées par une vidange partielle du bassin et une descente des glaces de la haute chaîne qui apportèrent les éléments morainiques observés dans la gravière entre les sables et graviers lités qui pendent vers l'Ouest. La nappe d'eau inférieure n'a sans doute pas dépassé le niveau de 870 m. qui est celui de l'encoche occidentale du Niais et l'on peut concevoir dès lors que les faits sont plus complexes que ce qui a été indiqué plus haut: il

(8) Cf. 3^e Partie, chap. II.

y aurait eu trois lacs à 920, 900 et 870 m. et seule la dernière nappe d'eau aurait été inférieure au seuil maintenant abandonné dans la moraine du Niaisets ; ce qui permet d'expliquer de façon plus valable l'altitude de cette encoche qui aurait été creusée jusqu'à 870 m. par l'émissaire qui a vidé le lac intermédiaire de 900 mètres.

On retrouve ainsi le système de trois lacs étagés déjà décelé dans le Val Chézery et cette analogie entre les deux bassins superposés s'explique évidemment par les vicissitudes du climat au Würmien qui ont elles-mêmes déterminé les périodes d'avancée et de retrait des glaces. Le dernier lac, post-würmien celui-là, s'est vidé par une autre issue : le seuil occidental n'a pas été en effet recreusé et désormais, c'est à l'Est que la Valserine a scié, par la gorge profonde que l'on sait, la moraine du Niaisets : elle trouvait en effet de ce côté sous les boues morainiques non pas l'Urgonien dur du verrou qui apparaît dans la région du « Creux » à l'Ouest, mais les calcaires marneux bien plus tendres de la molasse vindobonienne ; il y a donc eu en somme adaptation locale à la structure. C'est ce puissant écoulement post-würmien qui a déblayé la partie aval du bassin de Lélex des quelques sédiments que les lacs avaient pu y déposer et des moraines de fond locales, d'ailleurs sans doute peu épaisses. On ne peut dès lors s'étonner de constater qu'entre Lélex et le Niaisets, la Valserine coule le plus souvent sur l'Urgonien et commence à subir des pertes.

c) *La Combe du Val.*

En dehors du val de la Valserine, on trouve peut-être des traces d'anciens lacs éphémères dans la Combe du Val (fig. 28, ph. 20) où l'on note deux aplanissements inscrits sur des matériaux détritiques tendres qui sont, nous l'avons vu (9), plutôt des cailloutis pliocènes que de la moraine de fond de glaciers locaux : l'un de ces aplanissements constitue, vers 690/700 m., la haute plaine d'Izenave ; l'autre constitue, aux alentours de 610/620 m., la terrasse du Balmay et des Tilles qui domine le ravin de la Doye et la plaine de Maillat. La fréquence de sables et graviers fins que l'on voit dans de nombreuses sablières recouvrir les éléments réputés glaciaires et les cailloutis vraisemblablement pliocènes incite à penser en effet que l'on est en présence de dépôts lacustres, témoignant de l'existence de deux nappes d'eau dont la superficie alla en diminuant.

Mais, étant donné l'altitude de ces aplanissements supposés lacustres et l'absence de moraines würmiennes assez élevées pour contenir ces lacs (à moins que l'on admette d'abord qu'il y a bien à Condamine La Doye un vallum de glacier local et ensuite que ce vallum a été considérablement abaissé par l'érosion, ce qui est malaisé), il semble que ces lacs datent plutôt de la fin du Rissien et du début de la phase inter-glaciaire Riss/Würm. Ce seraient des accumulations morainiques abandonnées par le glacier rissien en voie de retrait vers la cluse de Nantua qui auraient barré la Combe du Val à deux niveaux différents et déterminé l'apparition de ces deux lacs.

(9) Cf. 3^e Partie, chap. IX.

On sait en effet que les moraines rissiennes ont atteint des altitudes bien plus fortes: on voit des dépôts glaciaires de cet âge tapisser les replats de Corcelles et Oisselaz, ainsi que les dépressions plus élevées du Bourdon et de l'Enversin. On peut conjecturer de plus qu'à la fin du Rissien les glaces ne s'épandirent plus en fjeld noyant une grande partie du Bugey mais se trouvaient réduites à des appareils individualisés et canalisés par les dépressions et les vallées, tout comme devaient l'être plus tard les glaciers würmiens.

d) *Le Val du Rhône.*

Enfin, on pourrait signaler aussi, comme traces d'ancien lac ou plutôt d'une ancienne extension d'un lac actuel, les terrasses à altitude absolue constante que l'on observe sur les versants du Val du Rhône (10), surtout sur la rive gauche du fleuve, entre Seyssel et le Sud de Ruffieux (fig. 23). Une première banquette est jalonnée par les hameaux de Montagney et Lachat, au Sud-Est et à l'Est de Ruffieux, le village de Motz, au Sud-Ouest de la cluse du Fier, et par un replat situé à l'Est et au-dessous de Seyssel-Haute-Savoie (11). L'altitude de cette banquette (450 m.) qui se maintient identique à elle-même du Nord au Sud incite à penser que, si elle constitue bien la berge d'un ancien lac, il s'agit d'un lac remontant à la fin du Rissien ou au début de l'inter-glaciaire Riss/Würm. Mais, en contre-bas de cette banquette, on note la présence d'une série de terrasses qui se tiennent aux alentours de 300 m. avec une remarquable permanence d'altitude: ce sont, entre autres, la terrasse de Ruffieux-village, creusée de place en place par des ravins comme le ravin de Somont, ou encore celle, encore plus nette, de Châteaufort-Les Grands-Champs, immédiatement au Sud du Fier; on trouve, sur la rive droite du Rhône, une terrasse correspondante au Nord d'Anglefort. Il s'agit là d'une berge d'un lac du Bourget post-würmien beaucoup plus étendu vers le Nord que l'actuelle nappe d'eau et dont la rive septentrionale devait atteindre Seyssel. On a une preuve de ce fait dans l'existence, en contrebas de Châteaufort et sous la terrasse d'Anglefort, de dépôts deltaïques lacustres, dus au Rhône post-glaciaire débouchant dans ce grand lac du Bourget comme l'a noté M. Doncieux dans la notice de la carte géologique de Nantua.

2° *Les lacs actuels*

Les lacs actuels du Jura méridional (12) sont évidemment de différents types et nous commencerons par dire quelques mots des lacs d'origine glaciaire. Mais il faut souligner tout de suite qu'un

(10) 1/50.000° : Seyssel et Rumilly.

(11) Il semble que des replats correspondants apparaissent à la même altitude sur le versant Est du Grand-Colombier, au Nord-Est de Culoz. Mais ici nous sommes sur l'Urgonien dur et les faits sont plus douteux.

(12) Nous ne nous étendrons pas sur les caractéristiques de chaque lac, renvoyant aux études détaillées qui ont été publiées sur l'hydrographie jurassienne, notamment : Lamirasse : *Etudes hydrologiques sur les Monts du Jura*, Paris, 1874, in-4°, 176 p. — et Magnien (Ant.), *Les Lacs du Jura*, 1895.

seul facteur ne saurait être responsable de la formation d'une nappe d'eau et que la classification des lacs est le plus souvent artificielle: tel lac peut être en effet à la fois un lac d'origine glaciaire et en même temps être situé derrière un barrage d'éboulis et favorisé par la tectonique.

a) *Les lacs glaciaires.*

Parmi les lacs d'origine glaciaire, il faut évidemment citer en premier lieu celui de Nantua, le plus grand et le plus célèbre des lacs du Bugey. Il s'agit d'un lac logé dans une magnifique auge glaciaire qui a été façonnée dans la cluse ouverte à travers l'anticlinal des Monts d'Ain (ce qui fait que l'on peut aussi qualifier le lac de Nantua de lac de cluse). Les grandes parois calcaires qui dominent la nappe d'eau sont presque verticales et portent nettement la marque de l'affouillement des glaces, tant sur le versant du Mont que sur celui de Chamoise. Le glacier qui a élargi la cluse l'a aussi approfondie en surcreusant la vallée, contribuant déjà par là à créer une cuvette qui devait attirer les eaux. Mais l'érosion glaciaire n'a pas seule déterminé la formation du lac de Nantua: les phénomènes d'accumulation dus aux glaces ont aussi joué leur rôle.

Il s'agit en effet aussi d'un lac qui s'est constitué à l'abri de barrages morainiques, ce qui pose le problème de son ancienne extension. Nulle trace de barrage aujourd'hui entre La Cluse et Port, là où se termine actuellement le lac. Mais en aval s'étend une plaine extrêmement plate et très marécageuse qui domine de 2 ou 3 mètres seulement la nappe d'eau; à peine recreusée par l'Oignin et l'Ange, elle a été rangée par M. Doncieux (notice de la carte géologique de Nantua) dans la catégorie des terrasses post-glaciaires, encore que l'on puisse à peine parler de terrasse. Il n'est pas douteux, comme le pensait Delebecque (13), que le lac s'est étendu après le retrait des glaces würmiennes jusqu'aux moraines de Montréal, Nurieux et Saint-Martin-du-Fresne. En outre, si l'on reconnaît avec J.-B. Martin un delta torrentiel dans les alluvions qui se trouvent au débouché du Vaud, au Sud-Est de Saint-Martin-du-Fresne, on doit admettre que le lac atteignait au moins l'altitude de 520 m. et par suite s'étendait au Sud de Saint-Martin-du-Fresne et aussi au Sud de Volognat où il aurait envahi l'emplacement des prairies marécageuses qui forment actuellement la basse vallée de Peyriat. Mais ici l'interprétation des dépôts ne permet pas, semble-t-il, d'être aussi affirmatif et, au débouché du ruisseau de Meyriat, un peu plus méridional mais du même type, on ne voit rien au-dessus des dépôts glaciaires qui surmontent un cône de déjections probablement pliocènes. Il est difficile aussi de concevoir que l'assèchement d'une pareille nappe d'eau n'était pas encore commencé au Moyen-Age, comme le pense J.-B. Martin qui se fonde sur la tradition selon laquelle le corps de Charles le Chauve fut emmené en barque de Maillat à Nantua: rien ne prouve d'ailleurs que l'Oignin, plus gonflé alors que de nos jours,

(13) Delebecque (A.), Etude des terrains glaciaires des vallées de l'Ain et de ses principaux affluents. Bull. Serv. Carte géol. France n° 90, p. 21.

n'était pas accessible aux petites embarcations. Quoi qu'il en soit, la nappe d'eau de Nantua, logée dans une cuvette terminale, a bien été barrée par les vallums morainiques et les eaux se sont retirées vers l'Est, abandonnant les parties situées en dehors de la chaîne des Monts d'Ain qui, moins profondes, se sont colmatées plus vite, en se retirant dans la cuvette véritablement surcreusée.

Parmi les autres lacs d'origine glaciaire il faudrait mentionner le lac du Bourget (fig. 18), logé dans une très belle auge dont les versants s'enlèvent d'un seul jet au-dessus de l'eau et dans une cuvette très profondément surcreusée; mais si ce grand lac remplit un val de style bien jurassien, il n'en est pas moins déjà savoyard plutôt que bugiste. Il en est de même du lac d'Aiguebelette, dominé à l'Est par de magnifiques polis glaciaires et de grandes dalles striées et dont les eaux qui ont quelque peu régressé vers l'Est étaient retenues par un barrage de moraines adossé au petit verrou des Planches, scié maintenant en gorge par le ruisseau de La Bridoire : il en reste encore des lambeaux au Nord du verrou. Il faudrait citer encore, à l'Est du bassin de Belley, les lacs de Bare et de Barterand que nous avons décrits dans le cadre de l'histoire quaternaire du Bas-Bugey et du complexe de diffluence glaciaire de Saint-Champ (Cf. 4^e Partie, B. - Chap. II).

De nombreux petits lacs qui parsèment la partie occidentale du Bas-Bugey, lacs d'Arboriaz, d'Armaille, de Conzieu, rentrent aussi dans cette catégorie ou du moins ont une origine en partie glaciaire ; car, si les moraines et dépôts fluvio-glaciaires qui empâtent les sillons de ce secteur occidental si buriné du bassin de Belley ont barré les petits cours d'eau qui empruntent ces vallées, il faut reconnaître que les nombreuses fractures qui accidentent cette région ont créé des fossés tectoniques qui ont localisé nombre de ces lacs et ont déterminé leurs formes allongées. Quant au lac de Silan (fig. 30), s'il occupe lui aussi le fond d'une auge glaciaire dont le versant méridional, celui de Penay, présente de grandes dalles polies, il a une origine fort complexe que nous allons bientôt examiner ; et cela nous amène à parler des nappes d'eau dues à d'autres facteurs de perturbation de l'hydrographie ou du moins dans la formation desquelles les glaciations quaternaires n'ont pas joué le principal rôle.

b) *Les lacs d'origine complexe.*

Nous venons de voir que le lac de Silan (14) était pour une part un lac glaciaire en ce sens qu'il est logé dans une auge creusée par les glaces. Mais il est loin d'être seulement cela, et plusieurs facteurs ont contribué à fixer son emplacement dans cette partie de l'auge glaciaire qui s'étend au Sud-Ouest comme à l'Est. On peut d'abord remarquer, avec Delebecque, que le lac de Silan qui reçoit à l'Est le ruisseau de Charix a été barré à l'Ouest par un grand éboulement qui a créé, à 3 km. à l'Est de l'ancien faite de la cluse, un nouveau faite plus élevé de 24 m. Cet éboulis a modifié le régime hydrographique de la région: le lac se trouve en effet désormais situé dans un bassin fermé qui sépare deux directions opposées de drainage. A

l'Est, au delà du seuil peu marqué (1 à 2 m. seulement) situé peu à l'Ouest de la gare de Charix-Lalleyriat et de la cluse ouverte dans l'anticlinal de Biolaz, le Combet dégringole vers la Semine qu'il rejoint à Saint-Germain-de-Joux. A l'Ouest le ruisseau issu des doyes ou grosses sources des Neyrolles, après avoir animé de nombreuses scieries, se jette dans le lac de Nantua.

Toutefois l'éboulement occidental n'a pas modifié le régime hydrographique autant qu'il le paraît de prime abord et le bassin, fermé à la surface, possède une issue souterraine qui est conforme à l'ancien drainage. L'évacuation des eaux est en effet bien différente à l'Est et à l'Ouest. A l'Est, certes, il arrive qu'en période de hautes eaux un écoulement à l'air libre se dirige vers le Combet ; mais cet écoulement est exceptionnel, de courte durée ; de plus, il emprunte une rigole qui, à sec la plupart du temps, est entretenue par les habitants qui évitent ainsi des inondations dans les prairies alentour. A l'Ouest au contraire les eaux du lac sont évacuées, en permanence, mais souterrainement, vers les « goilles » ou « doyes » des Neyrolles, qui sont des mares situées au pied du versant occidental des éboulis et au fond desquelles s'écoule une eau claire filtrée par les sables et cailloutis qui alternent avec les énormes blocs ; c'est l'origine de l'affluent du lac de Nantua. On voit ainsi que, grâce à cet écoulement souterrain et en dépit du caractère peu marqué du seuil situé à l'Est du lac, c'est au fond toujours la région de la cluse de la gare de Charix-Lalleyriat qui renferme la ligne de partage des eaux dans la cluse de Châtillon-de-Michaille à Nantua. On constate ainsi que le lac de Silan est non seulement un lac glaciaire mais aussi et surtout un lac de barrage d'éboulis.

Mais il est permis de se demander si le lac n'existait pas avant que l'énorme éboulement ne se déverse dans la cluse et n'en barre le débouché occidental. L'examen de la tectonique de la région montre en effet que le lac de Silan se trouve logé dans le synclinal Charix-Les Neyrolles-Brénod qui, comme toutes les unités tectoniques voisines, subit une torsion très marquée vers l'Ouest sur l'emplacement de la cluse. Il occupe en outre le point le plus bas de ce synclinal puisque l'on voit l'Hauterivien passer de 800 m. au Nord de Charix à 600 m. au bord du lac, pour remonter à 900 m. au Sud des Neyrolles. Il est possible, comme le suggèrent A. Riche et J.-B. Martin, que le Combet, franchissant l'anticlinal de Biolaz, ait jadis à peu près vidé le lac vers la Semine en même temps qu'il aurait attiré les eaux du val de Charix ; les glaciers auraient ensuite modifié le chenal, recreusant la cuvette de Silan et créant une légère contre-pente à l'Ouest de la cluse de Biolaz qui, lorsque se produisit l'éboulement, devait aider à la formation de la nappe d'eau. De toute façon, si l'on veut bien se souvenir que le lac de Silan est encadré en outre par des dislocations qui limitent le synclinal de Charix-Les Neyrolles, on conviendra aisément que ce lac est vraiment complexe et qu'il mérite aussi d'être qualifié de lac d'origine tectonique.

Parmi les lacs d'origine complexe on pourrait ranger les trois lacs des Hôpitaux (15) qui sont à la fois des lacs de cluse, des lacs

(15) 1/50.000° : Saint-Rambert et Belley.

de barrage d'éboulis et des lacs d'origine glaciaire ; mais ces nappes d'eau sont menacées par le développement des processus karstiques. Il n'est nul besoin d'insister sur l'importance des éboulements, anciens et récents, dans cette partie médiane en gorge de la cluse des Hôpitaux. Entre Tenay et La Burbanche ce n'est pas un seul bassin fermé, comme semble le dire J.-B. Martin, mais trois que les éboulis ont créés : le premier se situe entre le croisement de la route d'Hostiaz (362 m.) et le Pont Biais ; le deuxième prend place entre le Pont Biais et le hameau des Hôpitaux et renferme le lac rond des Hôpitaux d'amont ; le troisième enfin, plus à l'Est, contient les deux lacs des Hôpitaux d'aval. Plusieurs seuils d'éboulis encadrent ces bassins fermés. J.-B. Martin notait qu'en aval du seuil le plus septentrional naissait un filet d'eau, les Eaux Noires, qui rejoignait l'Albarine au coude de Tenay. On ne voit plus trace de ce ruisseau, sauf peut-être après de très longues périodes de pluie ; et encore aucun lit n'est-il visible en amont de Tenay, là où la cluse est très étroite et où la route et la voie ferrée se disputent le fond de la vallée. Sans doute faut-il en conclure que les eaux du lac des Hôpitaux d'amont qui s'infiltraient dans l'éboulis du Nord-Ouest se sont enfoncées plus profondément et cheminait souterrainement, sauf rares exceptions, jusqu'à l'Albarine où elles peuvent ressortir, latéralement ou au fond du lit. Ce développement de la karstification peut aussi expliquer la diminution très sensible de la superficie des lacs des Hôpitaux ; les nappes d'eau se sont fortement amenuisées depuis 50 ans ainsi qu'en font foi les descriptions de J.-B. Martin et les clichés de E. de Martonne : les infiltrations doivent s'accélérer, au fur et à mesure que les conduits souterrains s'élargissent.

D'autres types de lacs se rencontrent dans le Jura méridional. Il faut mentionner d'abord les lacs d'origine surtout tectonique qui sont installés aux endroits les plus déprimés des cuvettes synclinales mais dont la formation, nous l'avons vu à propos du lac de Silan, a souvent été favorisée par la présence d'autres facteurs, tels qu'éboulements ou barrages morainiques. Les lacs du Bourget et des Rousses, établis dans de profonds synclinaux, surtout celui du Bourget, rentrent dans cette catégorie. La tectonique n'a pas été seule à déterminer la constitution de ces nappes d'eau ; les glaciations quaternaires ont contribué à leur formation de manière d'ailleurs différente : l'érosion des glaces a profondément surcreusé le val qui abrite le premier de ces lacs en créant une auge magnifique tandis que le second s'est trouvé en partie barré par des bourrelets de moraines.

c) *Les Lacs Karstiques.*

On ne peut enfin achever cet examen des lacs du Jura du Sud sans parler des lacs installés dans des encoches qui sont entaillées dans les chaînes calcaires et qui sont maintenant fermées de tous côtés : on peut les qualifier de lacs karstiques, sans oublier toutefois que les processus de l'érosion dite normale ont été à l'origine de la constitution de ces lacs. Il s'agit de lacs très peu étendus dont la plus grande dimension n'excède pas 2 à 300 mètres ; en outre leur superficie est souvent variable et dépend de l'état des canaux souterrains

auxquels ces lacs sont reliés. Ainsi se présentent entre autres le lac minuscule de Crotel qui est logé dans une encoche au Sud du Signal du Taintainet, le lac d'Ambléon qui occupe une partie de la rainure karstifiée qui sépare la Montagne de Taintainet du plateau-val d'Innimont et un autre lac encore plus petit situé au Nord-Nord-Ouest de celui d'Ambléon.

Nous avons eu déjà l'occasion de parler des deux derniers lacs à propos des formes karstiques pliocènes du massif du Molard de Don (16) : ces nappes exiguës mais profondes (11 m. de profondeur pour le lac d'Ambléon), sont en somme logées dans de grands entonnaires karstiques et, suivant que les conduits souterrains avec lesquels ils communiquent sont plus ou moins gorgés d'eau, le niveau de ces petits lacs varie. Quant au lac de Crotel, beaucoup moins profond, il semble être le résidu en voie de disparition d'une nappe, plus importante jadis, qui occupait une encoche pliocène caractéristique, encoche qui communiqua sans doute jadis par un seuil avec le bassin de Belley et ensuite se karstifia. Notons d'ailleurs que la tectonique joue là aussi son rôle puisqu'une dislocation à grand rejet, séparant le Kimeridgien du Bathonien, longe le bord oriental de l'encoche. La présence d'alluvions récentes occupant toute l'encoche et même les témoignages historiques montrent en tout cas l'amenuisement progressif de ce lac si original. On doit d'ailleurs signaler que le petit lac du Lau (ou du Lot), signalé par J.-B. Martin [113] comme occupant une rainure creusée au Nord-Ouest de Benonces entre le Bois de Chasse et le Bois de Cuny et figurée sur la carte au 1/80.000^e (17), a disparu (il n'est plus représenté sur le plan directeur au 1/20.000^e) : seule une région marécageuse rappelle son existence.

3° *Les modifications post-quaternaires de l'hydrographie et les phénomènes d'épigénie glaciaire*

Les matériaux morainiques abandonnés par les glaciers quaternaires n'ont pas seulement contribué à la formation de certains lacs ; ils ont aussi désorganisé le réseau hydrographique d'une autre manière, en obstruant certains passages de cours d'eau et en provoquant ainsi des modifications de parcours. Il est arrivé par suite que les nouveaux itinéraires de ces rivières et de ces torrents se trouvaient moins bien adaptés à la structure des terrains en place recouverts par les moraines et atteints par les cours d'eau ; des barres rocheuses ont été sciées par les eaux courantes, alors que des passages voisins plus commodes ouverts dans des terrains tendres se trouvaient paradoxalement dédaignés : on peut parler alors de véritables épigénies glaciaires.

a) *Le Rhône aux environs de Bellegarde.*

A la lisière orientale du Jura du Sud, dans une région qui fait même déjà partie de l'avant-pays savoyard, on observe une modifi-

(16) Cf. supra, 4^e Partie, A, Chap. II.

(17) Chambéry N. O.

cation du cours du Rhône occasionnée par le dépôt des matériaux glaciaires würmiens (18). Les divers auteurs qui ont étudié les glaciations et le cours du Rhône de la région, notamment Penck et Brückner, Kilian, Douxami et, plus récemment, M. Vincienne, ont établi en effet qu'un ancien cours pré-würmien plus direct du Rhône, joignant Arcine à Mons dans la vallée des Usses, avait été complètement remblayé par ce que l'on convient de désigner sous le nom d'alluvions de progression qui ont servi de soubassement à la moraine alpine ; on aperçoit ces dépôts grâce à la fenêtre ouverte dans la masse épaisse de moraines würmiennes par le ruisseau affluent des Usses qui vient de Quincy. L'ancienne vallée du Rhône a été ainsi complètement oblitérée et recouverte ensuite par la couverture de moraines. Après le départ du glacier würmien le Rhône n'a pas retrouvé son ancien cours ; il a creusé une nouvelle vallée, profondément encaissée dans le glaciaire, la molasse burdigalienne et même l'Urgonien, en décrivant le coude de Bellegarde où il retrouve l'axe du bloc effondré de la Michaille.

b) *Le Val d'Hauteville.*

Au cœur du Bugey cette fois et non plus sur ses marges on rencontre d'autres exemples de détournements de cours d'eau dus aux accumulations morainiques würmiennes. Le val d'Hauteville d'abord présente peut-être un phénomène de ce genre. On a vu en effet, à propos de l'étude du quasi-polje d'Hauteville (19), qu'il existe une vallée sèche encore très bien dessinée joignant la Grange du Gour, entre Champdor et Lompnes, à Charabotte, en passant par la Serraz et l'Ouest du Bois d'Esclaz ; cette vallée sèche représente manifestement un chenal emprunté jadis par l'Albarine. Mais il est vraisemblable que les glaces, à la fois locales descendant de la chaîne de l'Avocat et alpines remontant de la gorge de Tenay, se sont avancées dans ce sillon et y ont abandonné des moraines qui l'ont obstrué : on trouve d'ailleurs encore aujourd'hui des matériaux glaciaires assez frais vers la Serraz, distincts des dépôts rissiens plus altérés qui tapissent les alentours de la Grange du Gour ; quant à ceux qui pouvaient avoir été déposés en aval entre Lacoux et le Bois de l'Esclaz, ils ont pu être facilement évacués, dans cette gorge au profil longitudinal en pente forte, par les écoulements immédiatement post-würmiens. Dès lors les eaux de l'Albarine auraient été détournées vers Hauteville et Nantuy et se seraient engouffrées dans les fissures de la région de Nantuy, avant de réapparaître, partiellement d'ailleurs, à l'air libre par éboulement de la voûte du chenal souterrain.

c) *Le Bas-Bugey et ses bordures septentrionales.*

On rencontre aussi des changements de tracé des cours d'eau et des phénomènes d'épigénie dus au dépôt des moraines quaternaires dans le Bas-Bugey et au débouché oriental de la cluse des Hôpi-

(18) 1/50.000° : Saint-Julien-en-Genevois et Seyssel.

(19) Cf. 4° Partie, A, chap. II — 1/50.000° : Saint-Rambert.

taux (20). A l'extrémité Sud du Valromey on voit en effet le Sérán décrire à La Bavoisière un coude brusque vers l'Est, s'avancer même légèrement vers le Nord avant de reprendre sa direction vers le Sud et se précipiter dans la plaine d'Artemare par la magnifique cascade de Cerveyrieu (50 m. de haut) (ph. 24) après s'être encaissé dans le Valanginien par une entaille très étroite mais peu profonde (20 m. environ). Quand on examine en détail la topographie de cette région, on constate que le coude brusque du Sérán est dû à la présence d'alluvions fluvio-glaciaires assez dures qui représentent probablement un lambeau de cône de transition du retrait würmien. D'autre part le chenal creusé par le Sérán dans le Valanginien juste en amont de la cascade n'est qu'un coup de scie peu important, donc une forme d'érosion relativement fraîche. Aussi peut-on considérer que le Sérán s'est creusé par épigénie un passage récent à travers les alluvions fluvio-glaciaires fini-würmiennes, après les avoir un moment contournées et qu'il n'a pas retrouvé son chenal anté-würmien qui se dirigeait peut-être droit vers le Sud au delà de La Bavoisière.

Un phénomène du même genre se retrouve tout près de là, entre Rossillon et Pugieu, à la sortie Est de la cluse des Hôpitaux. Là en effet le Furans qui, depuis sa source, a serpenté, suivant une pente très faible, dans une prairie marécageuse souvent inondée à la fin de l'hiver, dégringole brusquement par un saut de 30 m. et des rapides vers la partie septentrionale du bassin de Belley. Il est possible, comme l'a suggéré J.-B. Martin, que cette section du cours du Furans soit la conséquence d'une remontée d'érosion opérée par un affluent coulant du bord interne du vallum morainique Contrevoz-Virieu vers Belley à travers ce vallum; cet affluent aurait échancré le barrage de moraine et ensuite drainé la cuvette de La Burbanche-Rossillon, occupée vraisemblablement par de grands marécages sinon par un lac. De toute façon la cascade et les rapides où le Furans atteint la roche en place (Jurassique moyen) représentent un cours épigénétique, analogue à celui du Sérán en amont de Cerveyrieu: le Furans n'a pas retrouvé un chenal anté-wurmien remblayé par les alluvions fluvio-glaciaires et, une fois le déblaiement de ces matériaux opéré, il rencontre le calcaire dur qui se laisse bien moins aisément creuser: d'où la chute, les rapides et la gorge que surplombent la route et la voie ferrée.

Il semble bien que la partie occidentale du bassin de Belley, comprise entre le Furans et la base du versant oriental du Molard de Don et du Taintinet, offre des cas voisins de détournement de cours d'eau dus à des barrages morainiques. Les nombreux sillons qui burinent cette région pittoresque et qui ont été sans doute creusés à la fois par de puissants écoulements d'eau de fonte des glaces et par des langues glaciaires elles-mêmes sont en effet empâtés par des accumulations de moraines peu altérées, très vraisemblablement würmiennes, qui ont obstrué les voies plus directes empruntées par les cours d'eau antérieurs à la dernière glaciation.

Il est pour le moins étonnant par exemple de voir l'Armaille, qui draine le versant oriental et même la Combe du Molard de Don par l'intermédiaire du Bief des Cruies et vient du Nord - Nord-Ouest, tourner brusquement à l'Est, puis au Nord de Saint-Germain-les-Paroisses, au lieu de suivre le chenal qui s'ouvre au Sud et mène à la vallée du Gland, se diriger vers le Furans. C'est que de grandes masses de dépôts morainiques obstruent aujourd'hui cette vallée de Saint-Germain-les-Paroisses où naît, à moins d'un kilomètre de là, le Bief d'Agnelle qui, avec le Bief de Sutrin, forme au Sud le Gland. Il est hors de doute qu'avant la dernière glaciation le drainage de cette zone occidentale du bassin de Belley devait être plus simple et se faire tout entier en direction du Sud. Une fois de plus il y a eu épigénie glaciaire et abandon d'un ancien chenal. Au contraire l'Armaille, ainsi déviée de son cours primitif, franchit la petite cluse d'Essieux où son profil longitudinal devient plus rapide puis s'assagit dans le sillon Nord-Sud où s'allonge la nappe d'eau tranquille du lac d'Armaille; servant ensuite d'émissaire subaérien au lac (il y a des pertes et des infiltrations souterraines) l'Armaille dégringole de nouveau plus vite et, après un dernier coude vers l'Est, apporte au Furans le tribut de ses eaux, maigre compensation pour un cours d'eau que l'on croirait prédestiné par sa situation à drainer le bassin de Belley tout entier et qui, en réalité, du fait de l'existence de l'Ousson à l'Est et du Gland à l'Ouest, en est réduit à collecter les eaux de la seule partie centrale. Tous ces changements brusques de tracé et ces ruptures de pente successives du profil longitudinal traduisent assez les vicissitudes, dues aux glaciations, de l'histoire de ce cours d'eau.

d) *Le carrefour de Brion — La Cluse et la région d'Oyonnax.*

La région de La Cluse (21) où convergent plusieurs vallées dans une dépression largement ouverte à travers la chaîne des Joux Blanches et où se rencontrent plusieurs cours d'eau provenant de directions opposées présente manifestement des traces de bouleversement du réseau hydrographique, dues à la présence des lacs de barrage et à des phénomènes d'épigénie glaciaire, comme d'ailleurs le plateau d'Oyonnax où les torrents ont un tracé quelque peu aberrant. Ce val compris entre les Joux Noires (chaîne des Monts d'Ain) et les Joux Blanches (chaîne de Veyziat-Geovreissiat-Enverssein-Avocat) et dans lequel coulent en sens inverse l'Ange et le Borrey est en effet un val remarquable par ce fait qu'il y a en lui deux, sinon trois, directions de drainage: au Nord le ruisseau d'Arbent coule vers le Nord pour rejoindre la Bienne: au sud du plateau marécageux d'Oyonnax l'Ange, venu du Sud-Est, du cœur de la chaîne des Joux Noires, et qui semblait devoir continuer vers la Bienne fait un coude aigu après avoir conflué avec la Sarsouille et prend la direction du Sud - Sud-Ouest; enfin dans la Combe du Val le Borrey, échappé du haut bassin d'Aranc, coule, lui, du Sud vers le Nord. Pour compléter ce tableau l'Oignin qui n'est autre que

le Borrey, ainsi nommé après son confluent avec le Vaud, perce les Joux Blanches dès qu'il a reçu le tribut de l'Ange et, obliquant vers le Nord-Ouest, passe ensuite dans le val de Peyriat-Izernore.

Comme le remarque J.-B. Martin [113] le tracé du réseau hydrographique de ce val Ange-Borrey ressemble à celui du val d'Hauteville, les éléments du réseau ont tous à peu près la même importance. Dans l'ensemble ce tracé est conforme à la tectonique et obéit en particulier aux deux cuvettes mentionnées par la carte structurale de la Noë et de Margerie : celle de la Bienne au Nord, la plus importante, qui attire encore le ruisseau d'Arbent, celle de Brion au Sud où confluent le Borrey, l'Ange et le Bras du Lac. Il est probable que, dans un temps très reculé, peut-être au début du Pliocène, le drainage du val se soit fait de façon continue du Sud au Nord, en direction de l'ombilic de la Bienne qui est le plus creusé : les parties basses des grands revers de la chaîne des Monts d'Ain, à l'Est et au-dessus de Lantenay, d'Outriaz et de Condamine La Doye, les replats de Corcelettes et peut-être d'Oisselaz, le plateau d'Oyonnax (débarassé, du moins, par la pensée de sa couverture de moraines et de dépôts lacustres) représentent vraisemblablement des traces de cet écoulement dirigé du Sud vers le Nord.

Mais la chaîne des Joux Blanches présente, au Sud de la Croix Chalon, un abaissement d'axe remarquable qui devait tôt ou tard solliciter le passage d'un cours d'eau : à une époque postérieure, peut-être dès la fin du Pliocène inférieur, les eaux issues de la cluse de Nantua ont dû emprunter ce passage et se diriger vraisemblablement non pas vers Izernore et les gorges de Charmine dont l'étroitesse et la fraîcheur attestent le caractère plus récent mais, comme on l'a vu plus haut (22), vers Peyriat, Ceignes et Cerdon où elles atteignaient la bordure occidentale du Jura. Ce cours d'eau transversal, doté d'un puissant débit, contribua à affouiller le « carrefour » de Brion et le drainage du val Ange-Borrey se trouva morcelé : un petit affluent, venant de la région de Martignat, ancêtre de l'Ange inférieur et confluant dans la plaine de Brion avec le cours d'eau transversal, ne devait pas tarder à capturer à Oyonnax la section amont de l'Ange, car on ne peut guère s'expliquer autrement que par capture le coude brusque d'Oyonnax et l'encaissement de l'Ange en aval de ce coude. Le ruisseau d'Arbent demeura, au Nord, seul à couler vers la Bienne mais au Sud la Combe du Val conservait elle aussi son drainage Sud-Nord avec le Borrey.

Ainsi que nous l'avons vu à propos du cirque de Cerdon (23), il est probable que les mouvements tectoniques qui affectèrent le Jura à la fin du Pliocène avaient détourné les eaux de la vallée, maintenant sèche, de Ceignes-Labalme-sur-Cerdon. Par suite quand les glaciers arrivèrent dans la région les eaux issues de la cluse de Nantua, de la Combe du Val et de la région d'Oyonnax, devaient déjà emprunter le val d'Oignin et la gorge de Charmine pour rejoindre l'Ain, puisque la barrière élevée et continue des Monts Berthiant

(22) Cf. 3^e Partie, Chap. II.

(23) Cf. 4^e Partie, A, Chap. III.

ne s'abaisse nulle part, sauf toutefois à l'Ouest de Matafelon dont le ravin, descendant vers Courtouphle, a pu constituer une porte de sortie. Les grandes lignes du réseau hydrographique se trouvaient donc déjà fixées au début du Quaternaire.

Les glaciers cependant devaient introduire des modifications de détail. A Oyonnax la présence de graviers fins recouvrant la moraine et la platitude extrême de la surface qui s'étend entre le ruisseau d'Arbent et le coude de l'Ange laissent à penser qu'au moins un lac s'établit sur cet emplacement, barré par des moraines abandonnées par les langues glaciaires issues des sommets de la Forêt Macretet et de la Forêt d'Echallon. Il est possible que ce lac ait eu deux exutoires, sans doute souterrains, vers le Nord et vers le Sud. Mais en fin de compte, une fois la nappe d'eau disparue, le drainage antérieur se rétablit; les buttes morainiques, abandonnées à Oyonnax et à l'Ouest de la halte d'Arbent, eurent seulement pour conséquence d'isoler un plateau marécageux, dépourvu de drainage à l'air libre, où les eaux s'infiltrèrent dans les fissures du Valanginien et de l'Urgonien sous-jacents: la toponymie, en particulier le lieudit l'Embouteilleu, en témoigne. En outre le dépôt de moraines au Sud-Ouest d'Oyonnax a eu pour conséquence un abandon de l'axe synclinal par l'Ange qui s'est frayé un cours épigénétique d'abord sur le flanc Ouest puis sur le flanc Est du synclinal.

Quant aux modifications de l'hydrographie d'origine glaciaire que l'on rencontre aux environs de La Cluse et Brion et plus au Sud, nous avons déjà eu l'occasion d'exposer certaines d'entre elles en parlant des anciennes extensions du lac de Nantua à l'abri des moraines würmiennes de Montréal, Nurieux et St-Martin-du-Fresne. Il faut signaler en outre qu'en sciant ces moraines les cours d'eau n'ont pas retrouvé ensuite leurs chenaux antérieurs et se sont creusé des cours épigénétiques: il en est sans doute ainsi de l'Ange au Nord-Est de Montréal et de l'Oignin à St-Martin-du-Fresne; mais le fait est encore bien plus visible à Béard où l'Oignin a creusé une gorge de 35 m. de profondeur à travers l'énorme moraine qui barre la vallée et, n'ayant pas retrouvé son chenal antérieur, atteint la roche calcaire en place avant de contourner, par un coude vers le Sud-Ouest où il reçoit l'apport du ruisseau de Nurieux qui lui donne une vigueur nouvelle, la partie méridionale de la terrasse d'Izerore dans laquelle il s'encaisse.

Cette épigénie glaciaire est à rapprocher de celle que l'on observe dans les cours du Borrey supérieur et du ruisseau de Rougemont qui se raccordent à la Combe du Val aux environs du Moulin de Merlet par des gorges d'aspect très récent, manifestement épigénétiques, tandis que les hautes surfaces dont ces ruisseaux sont issus sont encore empâtées par des matériaux morainiques, ravinés mais incomplètement déblayés. Enfin, pour en terminer avec les traces laissées par la glaciation würmienne dans la topographie de cette région, il faut signaler la présence de la plaine si étonnamment plate de Port, à la surface de laquelle serpentent l'Ange et l'Oignin tandis que le Bras du Lac, artificiellement maintenu, conserve seul un tracé rectiligne; découverte depuis peu par les eaux du lac de Nantua en voie de retrait vers l'Est et dominant

la nappe actuelle de 3 à 4 m., elle a été rangée par M. Doncieux dans la catégorie des basses terrasses post-glaciaires.

4° *Les formes de creusement dues à des reprises d'érosion récente.*

Si, comme nous venons de le voir, les moraines abandonnées par les glaciers würmiens ont empâté maintes dépressions et ont gêné l'érosion linéaire, obligeant les cours d'eau à changer de tracé et déterminant parfois la formation de lacs temporaires, en revanche les eaux de fonte issues des langues glaciaires en voie de retrait ont creusé des ravins aux versants escarpés, en raison de la violence du courant et de l'abondance des débits qui les caractérisaient. Les glaces ont donc en ce sens déterminé en certains points une reprise du creusement qui s'est poursuivie aussitôt après la fin du Quaternaire. Ces conditions favorables au creusement ont à peu près disparu ensuite car le climat actuel du Jura méridional, bien qu'assez humide, est cependant plus sec que celui de la période post-würmienne: le Bugey comme le Revermont tendent encore dans l'ensemble à se dessécher, en dépit des dernières années qui ont connu un chiffre de précipitations supérieur à la moyenne. Aussi l'érosion subaérienne est-elle maintenant bien assoupie, en dehors des vallées maîtresses encore parcourues par des cours d'eau importants, et l'on est tout étonné de rencontrer, sur les versants des monts par exemple, des formes encore fraîches de creusement qui remontent au passé, un passé récent certes, et qui n'évoluent plus qu'à certaines époques de l'année, à la fonte des neiges et après les périodes de fortes pluies.

a) *Les ravinements en terrains tendres.*

Parmi ces formes de creusement post-würmiennes il en est qui affectent les terrains molassiques qui empâtent les grands synclinaux de la partie orientale du Bugey et des marges savoyardes. Comme cette molasse est recouverte par des moraines würmiennes qui témoignent du passage de langues de glace à la fin du Quaternaire et comme d'autre part la nature, friable dans l'ensemble, des matériaux molassiques ne permet pas de penser que des formes de creusement pré-würmiennes aient pu être respectées par le travail de râcllement des glaces, il faut bien admettre que nous avons sous les yeux des vallées exclusivement post-würmiennes. Ainsi se présentent par exemple le profond ravin entaillé par le Flon dans l'axe du val de Novalaise et les nombreux ravins affluents qui sont sculptés dans la molasse vindobonienne et burdigalienne. La facilité avec laquelle on voit aujourd'hui la molasse se désagréger et s'ébouler sur les versants de ces ravins autorise à penser que ces vallées profondes n'ont pas eu besoin de très longs délais pour être creusées. On pourrait citer comme formes du même type les nombreux ravins qui creusent les sables et grès tendres du Stampien et du Burdigalien sur le pourtour de la Montagne des Princes, notamment à l'Est et au Nord-Est de Seyssel.

On peut considérer aussi que le déblaiement partiel de la gangue de moraines et peut-être de cailloutis pliocènes qui noyait complètement les dépressions du Retord et du plateau des Molunes s'est

effectué à une date récente, postérieure évidemment à la période würmienne; car si les glaciers würmiens d'origine alpine n'ont jamais atteint l'altitude de ces deux plateaux, des glaces locales ont indubitablement occupé ces hautes surfaces. On voit de petites vallées se creuser au sein des matériaux plio-quaternaires qui empâtent les sillons longitudinaux du Retord, ce qui a pour effet de dégager peu à peu les barres crétacées qui accidentent les bordures de ce plateau et de faire réapparaître partiellement un relief appalachien fossilisé. Parfois, vers Pralidel par exemple entre La Manche et la source du Séran, ces ravinements récents se relient à une vallée encore parcourue par un cours d'eau, en l'occurrence celle du Séran, donc au réseau hydrographique général. Mais le plus souvent le recreusement de ces matériaux détritiques ne peut se faire qu'en fonction d'emposieux et de conduits souterrains, forcément étroits et encore en grande partie obstrués, où les eaux chargées de boues provenant de la démolition des moraines ont peine à se frayer un passage: c'est assez dire la lenteur et le peu d'ampleur qui caractérisent ici la reprise d'érosion récente.

b) *Les formes de creusement en roche dure.*

Ailleurs ce creusement récent s'est exercé non plus dans des matériaux relativement tendres, molassiques et glaciaires, mais aux dépens de la roche en place, calcaire dur jurassique ou crétacé, évidemment beaucoup plus difficile à creuser et qui de ce fait ne présente que des entailles restreintes. Il n'est pas toujours aisé du reste de déceler si tel ou tel ravin est uniquement dû à l'érosion récente ou s'il a été déjà esquissé pendant les phases inter-glaciaires ou au Pliocène; parfois même le ravin pouvait être à peu près creusé comme il l'est actuellement et avoir été ensuite fossilisé par les moraines et enfin déblayé depuis peu. En ce cas le creusement récent n'est pas seul en cause; il s'est borné à exhumer des formes fossiles. Toutefois, lorsqu'il existe à une altitude supérieure à celle du ravin des niveaux d'érosion bien définis et relativement anciens, inter-glaciaires ou pliocènes, nous sommes plus sûr d'être en présence d'une forme de creusement due exclusivement au travail de l'érosion récente.

Il en est ainsi de la cluse du Moulin de Bagnier (24), située à l'Est de La Bridoire. Ouverte à travers le petit chaînon étroit et effilé de St-Béron-la-Bridoire dont nous avons déjà eu l'occasion de parler (25), cette cluse offre l'aspect d'un ravin d'une étroitesse et d'une fraîcheur extraordinaires qui livre passage à un torrent collectant toutes les eaux du val d'Attignat, au Sud du lac d'Aiguebelette. En outre ce ravin est situé en contre-bas de plateaux étagés vers 650 m. et 450 m. dont la surface, par endroits recouverte de glaciaire, tranche les lits schisto-gréseux de la molasse vindobonienne et burdigalienne et se relie aux niveaux du val de Novalaise que nous avons, après M. Cholley, définis comme étant pliocènes. Aussi

(24) 1/50.000° : Chambéry.

(25) Cf. 2° Partie, Chap. IV.

apparaît-il que la cluse du Moulin de Bagnier n'a été sculptée que lorsque le chaînon de St-Béron-la-Bridoire eût été débarrassé de la gangue de matériaux glaciaires qui l'envelaient et qu'elle est bien ainsi une forme de creusement récente, ce qui s'accorde avec son étroitesse et la raideur de ses versants.

Sur le versant occidental du massif du Molard de Don, en bordure du Rhône (26), on retrouve des faits analogues qui témoignent d'une reprise post-würmienne du creusement linéaire. On voit en effet au Sud-Ouest de Lhuis le petit ruisseau émissaire du lac de Milieu s'encaisser brusquement en une cluse étroite pour franchir le dernier chaînon jurassique qui sépare le bassin de Lhuis du Rhône. Cette cluse de Rix (tel est le nom du hameau situé à son débouché occidental) est un véritable trait de scie à travers les calcaires; elle est si étroite qu'aucune route ne l'emprunte. En outre elle est creusée en contre-bas de légers replats qui, vers 350 m., mordent de part et d'autre sur les versants et se relient au niveau d'érosion datant vraisemblablement de l'inter-glaciaire Riss-Würm que l'on retrouve vers 330 m. sur la molasse aux Guignards (Sud-Ouest de Lhuis) et, d'une façon plus générale, sur toute la bordure occidentale du Jura du Sud, de Jujurieux à Brégnier-Cordon; l'altitude un peu supérieure de ces replats s'expliquerait aisément par la dureté des calcaires dans lesquels ils sont sculptés. Si l'on ajoute à ce fait que la cluse de Rix est dominée aussi par des aplanissements encore plus récents, réalisés sans doute à la fin du Quaternaire au moment de la récurrence néo-würmienne, qui s'inscrivent vers 290-300 m. sur le glaciaire würmien, par exemple au lieudit Mau de Vin, le long de la route conduisant de Lhuis au Port de Groslée, on en arrive à la conclusion que la gorge de Rix est bien une forme de creusement récente, réalisée aussitôt après la fin du Quaternaire.

On peut en dire autant des deux ravins du Trollond et de l'Arandin, qui, plus au Nord, descendent du Massif de la Grande Bête, entre le Molard de Don et le massif de Portes. Certes il ne peut être question d'attribuer à la seule érosion post-würmienne la gorge profonde située à l'Est de Serrières par laquelle la Pernaz, née de la réunion des deux torrents précités, débouche dans la vallée du Rhône: cette coupure importante ouverte à travers des calcaires durs a été l'œuvre de plusieurs phases d'érosion qui se sont succédé depuis le Pliocène inférieur en passant par les périodes inter-glaciaires. Mais les profonds ravins qui limitent la croupe étroite sur laquelle est bâtie le hameau d'Onglas sont bien le fait de la seule érosion récente: ils sont entaillés dans la moraine würmienne qui empâte toutes les dépressions longitudinales du versant occidental du Molard de Don. Ces matériaux glaciaires sont particulièrement friables et la fréquence des éboulements des versants actuels qui menacent dangereusement les maisons d'Onglas montre assez la rapidité avec laquelle les ravins ont pu être creusés. Des vallées pré-würmiennes ont, bien entendu, existé dans ces parages mais il est hors de doute que les torrents n'ont pas retrouvé leurs

anciens chenaux et que les tracés actuels sont post-quaternaires. Il semble même que cette reprise d'érosion récente se fasse sentir jusque dans la vallée de la Gouille qui n'est autre que la section supérieure, longitudinale, de l'Arandin: on voit en effet un ravin entailler le replat de La Folatière, situé vers 840 m., qui témoigne de l'existence d'une ancienne vallée plus élevée, probablement pliocène. Toutefois, comme nous sommes ici au cœur même du massif, en amont de la cluse étroite qui sépare le Bois d'Arella du Bois de la Morgne, et loin du Rhône, il faut se montrer prudent car il se peut que cette reprise d'érosion très réelle remonte à une phase de creusement plus ancienne, peut-être inter-glaciaire.

Enfin il est bien des exemples de ravins et de gorges sculptés en roche dure dont la fraîcheur de formes et la raideur des versants semblent indiquer qu'il s'agit d'entailles dues à une érosion très récente mais au sujet desquelles il est difficile de prouver que l'érosion post-quaternaire n'a pas été préparée par un creusement antérieur. Cependant, si l'on considère l'aspect très frais et l'étroitesse de ces gorges qui sont parfois de véritables coups de scie, on peut dire qu'il est très vraisemblable que l'érosion récente soit la principale responsable de ces formes de creusement dont les orages et les eaux de fonte des neiges, jointes à la nature même des terrains calcaires, conservent à peu près la fraîcheur.

Entre autres exemples innombrables de ce creusement récent on peut citer les ruz qui dévalent, par des gorges sauvages, les versants du Grand Colombier, la Dorches et le Rimai à l'Est vers le Rhône, l'Arvière et le ruisseau de Brançon à l'Ouest vers le Valromey et le Séran. Il y a un contraste saisissant entre ces profondes entailles où roulent encore des eaux abondantes au printemps et les zones d'érosion assoupie et karstifiée que sont les combes perchées au-dessus de ces ruz, combe du Cimetière par exemple, et à plus forte raison les plateaux karstiques qui s'étendent au Nord du col de Richemont et annoncent le Retord. Si les sections amont de ces ruz ont été creusées depuis longtemps (certaines renferment encore des lambeaux de moraines rissiennes) comme les combes médianes qui sont profondément entaillées dans le noyau de l'anticlinal du Colombier, il n'en est certainement pas de même des ravins eux-mêmes dont la fraîcheur et la raideur des versants attestent un creusement récent. Celui-ci s'est tout naturellement manifesté quand les glaciers würmiens ont évacué le Valromey et que les moraines qui encombrent ce val ont commencé à être déblayées, ce qui provoqua un abaissement du niveau de base et exacerba l'érosion dans les chaînes voisines.

Le creusement continue d'ailleurs assez vigoureusement de nos jours, fait rare dans le Jura méridional, mais qui s'explique si l'on veut bien songer à l'altitude déjà grande du Grand Colombier (1.548 m.) et au volume montagneux très important de cette chaîne: une abondante couche de neige s'y accumule l'hiver qui, en fondant, fournit jusqu'au début de l'été des eaux abondantes que viennent relayer d'abord les orages d'été puis surtout de longues pluies de relief en automne; en outre les fortes dénivellations avec le Valromey et plus encore le val du Rhône déterminent un écoulement

rapide des eaux et donnent aux ruz l'aspect de vrais torrents alpestres. Ainsi se trouve en grande partie contrecarrée l'influence du karst qui a figé ailleurs tant de formes de creusement anciennes.

On peut ranger dans cette même catégorie d'entailles dues surtout à l'érosion récente le ravin par lequel le ruisseau des Taillis dégringole de la cluse de la Pierretaillée dans le val d'Hauteville. Le profil longitudinal en est très rapide et le ravin a été sans doute en grande partie creusé depuis que la zone méridionale du val d'Hauteville a été débarrassée d'une partie des matériaux glaciaires qui l'encombraient. Toutefois on ne peut affirmer que le creusement n'a pas commencé avant la dernière glaciation, car le ravin est creusé dans le Valanginien dur et fissuré et l'on sait combien les anciennes formes de creusement peuvent se conserver très fraîches dans les terrains calcaires. En tout cas ce qui est douteux pour la section du ravin située en aval de la cluse de la Pierretaillée ne l'est plus pour la vallée du ruisseau située en amont de cette cluse: l'étroitesse du défilé incite à penser en effet que l'érosion récente n'a pu remonter bien au delà et, dans le ravin qui prend naissance après le pont de la route forestière et qui est entaillé en contre-bas des replats pliocènes précédemment étudiés (27), le creusement qui est intervenu pendant les phases inter-glaciaires, surtout la période Riss-Würm, doit avoir une part importante, sinon même prépondérante.

Enfin, sur la bordure du plateau des Molunes, la vallée du Flumen offre un très bel exemple de recreusement récent. Si cette vallée en cluse a été déjà en partie creusée à une époque plus reculée, sans doute même antérieurement au Quaternaire, ainsi que l'attestent les dépôts glaciaires de Montbrilland plaqués sur le versant Nord, il est hors de doute en effet que le ravin sauvage qui se creuse brutalement en amont sous les Moulins, en contrebas des fameux lacets de la route de Septmoncel, est l'œuvre de l'érosion post-quaternaire. Sur ces versants quasi verticaux on ne trouve aucune trace de replats pouvant témoigner de l'existence d'anciennes vallées plus élevées. Mais si l'on considère la nature calcaire et très fissurée des couches du Rauracien et du Séquanien dans lesquelles le ravin est entaillé, l'étroitesse de ce dernier et la verticalité de ses parois, on peut se demander si l'on n'est pas en présence d'une section de rivière souterraine ramenée au jour par effondrement du plafond de la galerie et si l'érosion récente n'a pas précisément consisté à attaquer cette voûte et à évacuer les débris; ceux-ci ne sont d'ailleurs qu'en partie déblayés puisque l'on trouve dans le fond, un peu en aval, de nombreux blocs et débris de tailles variables, là où la carte géologique de St-Claude indique assez curieusement une tache d'alluvions modernes (a²).

Comme on observe dans la région de St-Claude des terrasses lacustres qui révèlent l'existence d'anciennes et éphémères nappes d'eau installées derrière des barrages morainiques, il n'est pas interdit de penser que le vigoureux creusement qui s'est manifesté dans

(27) Cf. 2^e Partie, Chap. X.

la section amont de la vallée du Flumen est une conséquence de la vidange de ce lac qui a abaissé de façon sensible et rapide le niveau de base local. Remarquons enfin que cette reprise d'érosion récente s'est fait sentir au delà de la rupture de pente qui sépare, vers 800 m., cette gorge profonde du val de l'Evalide-Montépile: on voit en effet un petit ravin se creuser dans les matériaux glaciaires qui empâtent le synclinal crétacé si bien que, comme nous l'avons noté, on ne retrouve véritablement trace de l'ancienne vallée mûre que sur les replats qui surmontent ce ravin, notamment vers « Sur le Chapy » sur la rive gauche et en face, vers 900 m., sous le village de Septmoncel.

5° *Les formes péri-glaciaires.*

Le creusement linéaire par les eaux courantes n'a pas été le seul facteur qui soit intervenu aussitôt après le Quaternaire dans le modelé du Jura méridional. Tandis que se déroulait la récurrence glaciaire néo-würmienne qui n'affectait, on le sait, que la lisière orientale du Jura, le modelé péri-glaciaire faisait sa réapparition dans les parties basses du Bugey qui venaient d'être découvertes par les glaces. Il n'avait jamais cessé de se manifester dans le Revermont et certaines parties du Bugey occidental qui semblent n'avoir pas été affectées par la glaciation würmienne. Il ne faut pas oublier en outre que nous sommes dans une région montagneuse caractérisée par des hivers longs et froids et par le gel plus ou moins profond du sol. Aussi n'est-il pas étonnant que ces processus péri-glaciaires continuent à se manifester de nos jours pendant une partie de l'année, alors même que les glaces ont disparu depuis longtemps des régions avoisinantes et contribuent, concurremment avec l'érosion linéaire, au modelé du Bugey et du Revermont.

Ces phénomènes péri-glaciaires ont revêtu plusieurs aspects que nous allons examiner rapidement, sans prétendre bien entendu décrire tous les exemples de ce type de modelé que l'on peut rencontrer dans le Jura méridional. Les coulées de boue, les loupes de solifluction et les glissements qui caractérisent les fonds de vallées en de nombreux endroits relèvent en premier lieu de ce genre de modelé: ce sont ces phénomènes qui adoucissent parfois les pentes et qui surtout donnent à certaines vallées sèches l'allure d'un glacis doucement incliné qui fait un étonnant contraste avec la raideur des versants qui encadrent ces vallées.

Ainsi se présentent quelques vallées affluentes de la vallée de l'Ain entre Cize et Poncin, notamment sur la rive gauche la vallée qui porte à son débouché le château de la Cueille, celle qui débouche juste à l'Est du Balmont et au Sud de la butte de Balvay et surtout celle qui échancre le haut plateau de Challes-la-Montagne et aboutit à la vallée de l'Ain au Sud-Est de Merpuis: partout, comme l'a déjà montré M. Journaux [108, 109] qui a minutieusement examiné cette région, les glacis en pente douce qui s'inclinent vers la rivière d'Ain, surmontés brutalement par des versants escarpés taillés dans la bordure occidentale calcaire des Monts Berthiant, trahissent l'existence de ces coulées de boues et de débris qui empâtent les vallées et masquent les irrégularités du fond et les ruptures de pente de

leur profil. Il y a lieu toutefois de remarquer que la vallée au glacis en pente faible qui aboutit au Sud-Est de Merpuis se raccorde à une terrasse dont la datation est controversée : la carte géologique de Nantua la classe parmi les terrasses néo-würmiennes, ce qui s'accorde avec notre interprétation ; si nous suivons au contraire M. Journaux qui fait de cette terrasse une forme rissienne ou datant de l'inter-glaciaire Riss-Würm il faut alors considérer la vallée sèche comme une forme due à un modelé péri-glaciaire non plus post-würmien mais antérieur à la dernière glaciation.

On rencontre un type de modelé analogue dans les vallées affluentes du polje d'Aromas, à la limite du Revermont et des régions plus tabulaires du Jura central. La vallée sèche que suit la route d'Aromas à Charnod est significative à ce sujet : dans le fond extrêmement plat et le profil longitudinal en pente très douce qui la caractérisent on reconnaît non seulement l'influence du remblaiement karstique par la terra rossa qui ne peut être évacuée mais aussi et surtout un modelé péri-glaciaire, fait d'une lente coulée de débris, cailloux éclatés et boue arrachés par le gel aux versants voisins qui noie tous les creux dus à une érosion plus ancienne et constitue ce glacis peu incliné et si régulier.

Les processus péri-glaciaires se manifestent aussi par la présence d'amas de cailloux à bords tranchants que les alternances de gel et de dégel ont fait éclater : ces cailloux se retrouvent en de nombreux secteurs du Jura du Sud qu'il n'est pas question de passer en revue. Citons seulement le col de la Lèbe, très vaste passage d'une ampleur inusitée, ouvert dans la chaîne de Cormaranche-Planachat. Ce large col ne renferme, à notre connaissance, aucun élément morainique, ce qui peut paraître surprenant car, si son altitude (920 m.) le mettait au-dessus de la limite supérieure atteinte par les glaces würmiennes alpines, en revanche les langues glaciaires plus anciennes ont dû l'emprunter ; il est difficile d'admettre en effet qu'une échancrure si importante ait été creusée depuis le Rissien. Peut-être de violents écoulements de l'inter-glaciaire Riss-Würm, attirés par le niveau de base du Valromey très profondément creusé, ont-ils déblayé les moraines abandonnées antérieurement. Il n'est pas interdit de penser aussi que cette encoche, amorcée peut-être par l'érosion pliocène, a été recreusée et élargie par un névé qui aurait été à l'origine d'un appareil glaciaire affluent du glacier du Valromey ; l'échancrure qui constitue le col est d'ailleurs tout entière inclinée vers l'Est, comme si l'érosion avait été dirigée uniquement vers le Valromey et ce système de pente unilatéral donne au col de la Lèbe un aspect très particulier. Quoi qu'il en soit le col renferme une énorme quantité de cailloux éclatés, à bords tranchants, provenant du Jurassique supérieur sous-jacent et qui ne peuvent qu'être dus aux processus péri-glaciaires actuels, ou au plus würmiens ; si l'on admet, ce qui est peu vraisemblable, qu'aucune langue glaciaire locale ne s'est installée au Würmien dans cette échancrure.

Ailleurs ces cailloux éclatés sont liés par une argile durcie et forment des sortes de brèches ou blocs très rugueux pouvant atteindre 1 m. 50 à 2 m. dans leur plus grande dimension et qui s'ébou-

lent à la base des versants: ce sont des grèzes péri-glaciaires typiques. On en rencontre de très caractéristiques à la base du versant oriental de la Montagne du Râtelier, au-dessus du cimetière de Nivollet où ces blocs éboulés recouvrent la roche en place en pendage vers l'Est. De tels conglomérats péri-glaciaires apparaissent aussi dans certaines dépressions longitudinales du plateau des Molunes, notamment dans celle que la route de Septmoncel à Lajoux traverse vers la ferme de La Chennevière: on y rencontre un niveau de grèze, au milieu d'un amas de cailloutis à bords tranchants qui, étant donné l'absence de Glaciaire rissien au contact de la roche en place, peuvent être considérés comme un remaniement de ce Glaciaire ancien par les processus péri-glaciaires würmiens et actuels; à moins que l'on n'admette que ce genre de dépression longitudinale n'ait été creusé qu'après la glaciation rissienne, ce qui n'est pas impossible en raison de leur profondeur relativement faible.

Le modelé péri-glaciaire se traduit aussi par la présence de grands éboulis qui masquent complètement la base des versants des gorges profondes que constituent les grandes cluses composées du Bugey et surtout la cluse des Hôpitaux. Dans la partie la plus resserrée de celle-ci, entre Tenay et La Burbanche, des excavations ouvertes dans les énormes amas détritiques qui descendent en pente droite du pied des escarpements calcaires jusqu'au fond de la cluse montrent parfois en profondeur des boues argileuses qui sont peut-être des restes de moraines rissiennes très remaniées (c'est le cas au croisement de la route nationale 504 avec la petite route d'Hostiaz) et, toujours par-dessus des éboulis constitués par des sables grossiers, des cailloux éclatés et même des débris anguleux de toutes dimensions pouvant aller jusqu'aux blocs. Ces débris tranchants non triés semblent récents et dus aux alternances actuelles de gel et dégel qui, dans cette gorge très froide et mal exposée, amenuisent peu à peu les escarpements calcaires situés au-dessus. Mais il faut ajouter que de pareilles masses d'éboulis n'ont pu se constituer uniquement depuis le Quaternaire: les éboulis actuels se superposent très certainement à des débris plus anciens et plus abondants.

On ne saurait enfin, dans cet examen des formes de modelé péri-glaciaire, passer sous silence les niches de nivation où des processus de creusement d'un type bien spécial se surajoutent à l'action antérieure des eaux courantes ou de la dissolution chimique et la complètent. Là aussi les exemples sont innombrables dans les montagnes du Jura méridional. On rencontre à chaque pas, sur les plateaux karstifiés, des dolines ou des ouvales qui constituent des réceptacles à neige et sont approfondis par les processus de la nivation. On peut mentionner aussi le cas des nombreuses encoches dues à des morsures d'érosion pliocène qui échancrent les versants du Molard de Don et du Taintinet et qui ont été visiblement remaniées et approfondies par l'érosion nivale qui trouvait là un cadre tout préparé. Tel est le cas des belles encoches situées sur le versant occidental de la Montagne de Taintinet, à l'Est et au Sud-Est de Lhuis, dont la plus méridionale porte le nom de Creux du Nant. Trop basses sans doute pour avoir abrité des langues glaciaires véritables (les gorges qui leur servent de débouchés sont d'ailleurs

en V aigu), elles ont certainement été recreusées et élargies par la neige qui y séjourne l'hiver et offrent l'aspect typique de cirques de nivation. A la vérité l'ampleur de ces cirques, surtout dans le Creux du Nant, laisse à penser que ces processus de nivation ont commencé à se manifester à une époque déjà ancienne, très vraisemblablement würmienne; il n'en est pas moins vrai qu'ils se poursuivent activement de nos jours.

CONCLUSION

Nous voici arrivé au terme de l'étude de cette extrémité Sud du Jura que d'ailleurs ni les Bugistes ni les habitants du Revermont ne considèrent comme faisant partie du Jura. Pour eux la partie montagneuse du département de l'Ain, c'est le Revermont, c'est le Bugey ou encore c'est le Reculet, le Colombier, le Valromey, mais ce n'est pas le Jura. Ils ont conscience que leur pays n'a que de lointains rapports avec les Monts du Jura situés plus au Nord et qu'il a une personnalité qui lui est propre. Au fond ils n'ont pas tort. Tout au long de notre étude nous avons essayé de montrer que le Jura méridional constitue un type de montagne original et cela non seulement par rapport au reste du Jura, comme le ressentent ses habitants, mais aussi parmi les autres chaînes plissées. Cette originalité qui apparaît de manière éclatante aussi bien dans la structure que dans le relief, nous allons essayer d'en résumer les principaux aspects.

La tectonique du Jura méridional d'abord est une tectonique originale. Sans doute c'est une région plissée dans l'ensemble (on disait même autrefois la seule partie du Jura qui soit entièrement plissée, ce qui est inexact) et l'importance prise au Sud d'une ligne joignant approximativement Coligny à Oyonnax par les poussées tangentielles permet de bien distinguer le Jura du Sud du Jura central et lui confère au moins dans sa moitié occidentale, une originalité réelle. Mais nous avons aussi essayé de montrer qu'à travers la diversité des styles tectoniques l'influence énorme exercée par le socle profond et par les jeux de blocs se faisait partout sentir, quoiqu'à des degrés divers. Ces larges synclinaux en fond de baquet que nous avons observés dans le Bugey ne sont au fond que des blocs rigides souvent chevauchés sur leur bordure par des anticlinaux trapus et coiffés qui évoquent plutôt des montées verticales que des plissements réels. Les hauts plateaux correspondent, on l'a vu, à des blocs soulevés et plus ou moins basculés où les plis se localisent sur les bordures.

Les conceptions de M. Glangeaud paraissent ainsi se vérifier en grande partie jusque dans cette extrémité méridionale du Jura. On sait que M. Cholley a dit du Jura tout entier qu'il était « un morceau de la zone hercynienne à demi engagé dans la structure alpine » ; il songeait surtout alors au Jura central où ces deux zones, hercynienne et alpine, sont juxtaposées et se reflètent dans les plateaux à l'Ouest et les plis à l'Est. Cette expression est encore plus vraie du Jura méridional où la part de la structure hercynienne

est considérable et où ces deux zones ne sont plus juxtaposées mais imbriquées, intimement liées, avec réactions réciproques des jeux verticaux du socle et des poussées tangentielles.

La tectonique n'est pas seule à assurer au Jura méridional sa personnalité. Dans les formes du relief et le paysage il y a bien des traits originaux qui lui confèrent une place bien à part parmi les chaînes plissées. A la vérité, cette originalité se résume dans la diversité extrême des formes du relief et des types de morphologie que l'on n'a pas coutume de rencontrer aussi nombreux et juxtaposés dans les autres chaînes plissées dites récentes. On trouve en effet dans le Jura méridional non seulement un mélange de formes habituelles aux montagnes jeunes et de formes qui caractérisent les vieux plissements arasés depuis longtemps, mais encore des types de relief qui ne surprendraient pas dans des régions de structure hercynienne, faillée ou non, et de relief relativement calme comme les Causses ou les plateaux de la Bourgogne.

Un des principaux aspects de la morphologie du Jura méridional, qui contribue à effacer souvent ou au moins à amenuiser l'impression de plissement et sur lequel nous avons longuement insisté, est l'importance prise par les aplanissements sur les sommets où les formes structurales pures, les monts, ne sont que très rarement conservées, sur les hauts plateaux et dans les régions déprimées. Partout ce ne sont que voûtes rabotées, que couches tranchées en biseau, et la notion de surface d'érosion finit par l'emporter en maints endroits sur la réalité des plis; sauf en ce qui concerne les lignes directrices, calquées sur la tectonique, le relief est souvent loin d'être conforme à la structure.

Il existe pourtant des formes de relief plissé. Mais alors ces formes ne représentent que rarement un relief jurassien régulier, avec belle alternance de monts et de vaux très simples, seulement creusés par des combes schématiques. Il y a, dans le Jura méridional, fort peu de types de relief simples, de style « palmyréen » suivant l'expression de M. Glangeaud. Les monts sont à peu près toujours dissymétriques, les vaux présentent eux aussi des caractères particuliers et des phénomènes complexes dus à la « collapse structure » ou au façonnement de surfaces d'érosion polygéniques.

A côté de ce relief « jurassien » il existe quelques formes qui évoquent les Préalpes et même les régions plus complexes de la chaîne alpine: ce sont les quelques synclinaux perchés que l'on rencontre dans le Jura méridional, ce sont surtout les complications locales du relief qui résultent des décollements et de la présence de lambeaux de recouvrement dans le Haut-Jura ou d'écaillés ou de petits charriages sur la bordure occidentale du Bugey et aussi la répétition des mêmes formes du relief dues à l'existence d'une structure isoclinale, comme entre Torcieu et Tenay.

Ailleurs nous voyons apparaître un relief appalachien typique, avec des barres toutes nivelées à la même altitude par des aplanissements que l'on peut aisément reconstituer et des sillons évidés dans les bandes de terrains tendres: on se croirait transporté dans un massif ancien, de structure rubannée, bien loin des chaînes récentes; c'est l'impression que l'on ressent quand on parcourt le

haut plateau des Molunes ou quand on contemple le massif du Molard de Don depuis la plaine du Rhône.

Ailleurs encore ce sont des régions tabulaires et faillées qui se montrent au regard et l'œil s'accroche à des lignes verticales et horizontales qui évoquent une région de plateaux plutôt qu'aux lignes courbes qui sont le propre des montagnes plissées: tel est le cas du plateau du Ladaï au-dessus du canyon de la Valserine inférieure et surtout de la région de Cerdon et de Souclin et Villebois, sur la bordure occidentale du massif de Portes, où l'on se sent loin d'une chaîne plissée qu'excluent ces plateaux étagés.

En outre si l'érosion glaciaire n'a pas tellement marqué le Jura méridional et s'il faut rechercher dans les accumulations morainiques les vrais témoins de cette période quaternaire et des flux de glace, l'érosion karstique a en revanche exercé et exerce encore une influence décisive sur le paysage du Jura méridional; plus encore que le karst actuel ce sont d'ailleurs surtout les phases de karstification passées, surtout pliocènes, qui ont marqué de leur empreinte le relief du Jura du Sud et surtout les hauts plateaux et les sommets rabotés. Le karst a contribué à immuniser, tout en les remaniant, de très vieux aplanissements qui se sont ainsi conservés et bien des lieux élevés lui doivent cet aspect figé qui frappe l'esprit.

Enfin — et c'est peut-être là le trait le plus original du paysage du Jura du Sud — un important remblaiement (pliocène?) empâte encore maintes vallées et dépressions, n'ayant été que partiellement évacué par une érosion ultérieure assez peu active, si bien que les glaciers, trouvant à leur arrivée des vallées non pas profondément creusées mais au contraire occupées par une masse de débris, se sont surtout employés à triturer et remanier ces débris et n'ont guère sapé la roche en place, comme c'est le cas dans les vallées alpines. Aussi le Jura méridional offre-t-il sans doute, presque intacte, une morphologie de vallées pliocènes qui n'existe plus dans les Préalpes de Savoie et même dans la majeure partie des chaînes plissées.

Mars 1956.

BIBLIOGRAPHIE (1)

CARTES TOPOGRAPHIQUES

- Cartes au 1/200.000°, éditées par l'I.G.N. :
Feuilles N°s 48 : Annecy-Genève.
» 54 : Grenoble.
- Cartes au 1/80.000°, éditées par l'I.G.N. :
Feuilles n°s 149 : Saint-Claude.
» 150 : Thonon.
» 160 : Nantua.
» 169 : Chambéry.
- Cartes au 1/50.000° en courbes, éditées par l'I.G.N. :
Feuille n°s XXXII — 27 Orgelet.
XXXI — 28 Saint-Amour.
XXXII — 28 Moirans-en-Montagne.
XXXIII — 27 Morez - Bois-d'Amont.
XXXIII — 28 Saint-Claude.
XXXIV — 28 Douvaine.
XXXI — 29 Bourg.
XXXII — 29 Nantua.
XXXIII — 29 Saint-Julien-en-Genevois.
XXXI — 30 Ambérieu.
XXXII — 30 Saint-Rambert.
XXXIII — 30 Seyssel.
XXXI — 31 Montluel.
XXXII — 31 Belley.
XXXIII — 31 Rumilly.
XXXII — 32 La Tour-du-Pin.
XXXIII — 32 Chambéry.
- Plans directeurs au 1/20.000°, édités par l'I.G.N. :
Mêmes feuilles que pour les cartes au 1/50.000°.
8 plans par feuille au 1/50.000°.

(1) Ne seront indiqués que les ouvrages et articles concernant le Jura méridional et ses marges postérieurs à la Bibliographie de E. de Margerie (1936). Nous mentionnerons toutefois quelques publications morphologiques antérieures que nous avons constamment utilisées.

CARTES GÉOLOGIQUES

- Carte géologique générale de la France au 1/320.000°. Feuille de Lyon.
- Carte géologique détaillée de la France au 1/80.000° :
 - Feuille n° 149 — Saint-Claude par E. Bourgeat (1894).
 - » 150 — Thonon.
 - » 160 — Nantua, 1^{re} édition par E. Benoit (1887), 2^e édition par A. Riche, Ch. Doncieux et J. Darest de la Chavanne (1936).
 - » 169 — Chambéry, par D. Hollande (1901).
- Carte structurale du Jura franco-suisse au 1/400.000° par le Général de La Noë, annexée à la Bibliographie du Jura franco-suisse d'Emm. de Margerie.

GÉOLOGIE (1)

- 1 — AUBERT (D.) : Le Jura et la tectonique d'écoulement. — Bull. Lab. géol. Univ. Lausanne n° 83. — Bull. Soc. vaud. Sc. nat. 1945.
- 2 — AUBERT (D.) : Rapport entre les faciès des terrains secondaires et les plissements jurassiens — Bull. Lab. Lausanne, n° 84, 1947.
- 3 — AUBERT (D.) : Le Jura, Géol. Rundschau 37, p. 2-17, 1949.
- 4 — AUBERT (D.) : La tectonique du Mont d'Or (Jura vaudois) et le décrochement de Vallorbe-Pontarlier. — Eclogae géol. Helvetiae, vol. 46, n° 2, 1953, p. 175-186.
- 5 — BOURDIER (Franck) : La cluse de Chambéry pendant le Quaternaire. — Et. Rhod. XV, 1939, p. 101-118.
- 6 — CASTANY : Le synclinal des Verrières (Jura) et la « collapse structure ». — Bull. Soc. géol. Fr. t. XVII, 1947, p. 199-208.
- 7 — CHABOT (G.) : Une synthèse des études tectoniques sur le Jura. — Ann. Géol. 1939, p. 63-68.
- 8 — DREYFUS (M.) : Quelques remarques sur la structure de la bordure occidentale du Jura aux environs de Saint-Amour. — Brochure 1938.
- 9 — DREYFUS (M.) : Quelques observations géologiques et morphologiques aux environs de Mamirolle. — Bull. Soc. Hist. nat. Doubs, n° 53, 1949, p. 25-31.
- 10 — DREYFUS (M.) et GLANGEAUD (L.) : La vallée du Doubs et l'évolution morphotectonique de la région bisontine. — Ann. scientif. Univ. Besançon. T. V, 1950.
- 11 — DREYFUS (M.) : Quelques témoignages de la sédimentation en faveur de discontinuités dans les déformations. — C.R. Ac. Sc. Paris, t. CCXXXVI, 1953, p. 1910-1912.
- 12 — EVRARD (P.) : C. R. Excursion Soc. géol. de Belgique dans le Jura. Cf. Société Géol. de Belgique.
- 13 — FALLOT (P.) : Tectonique hercynienne et tectonique alpine. — Bull. Soc. Géol. France, 5^e série, t. XIV, 1944.
- 14 — FOURMARIER (P.) : Efforts tangentiels et efforts verticaux dans la tectogénèse. — Ann. Soc. géol. Belgique, t. LXIX, B 87-182, 1946.

(1) Abréviations :

- B.R.G.G. = Bureau de recherches géologiques et géophysiques.
- B, Bull. = Bulletin.
- B.S.G.F. = Bulletin de la Société géologique de France.
- C.R. = Compte rendu.
- C.R.Ac.Sc. = Comptes rendus de l'Académie des Sciences.
- Et. Rhod. = Etudes rhodaniennes.

- 15 — FRIEDEL (E.) : Sur quelques sondages profonds du Jura et de la Bresse. — C. R. Soc. géol. France, n° 11-12, 1944.
- 16 — GEORGE (P.) : Tertiaire rhodanien et tertiaire languedocien. — Et. Rhod. XV, 1939, p. 135-138.
- 17 — GIGNOUX (M.) et MORET (L.) : L'oligocène du bassin du Rhône entre Genève et Seyssel. — Et. Rhod. XV, 1939, p. 139-144.
- 18 — GLANGEAUD (L.) : Gravimétrie, tectonique fine et structure profonde du Jura. — C. R. Ac. Sc. t. CCXVI, p. 671-674, 1943.
- 19 — GLANGEAUD (L.) : Le rôle des failles dans la structure du Jura externe. — Bull. Soc. hist. nat. Doubs, n° 51, p. 17-38, 1944.
- 20 — GLANGEAUD (L.) : Les glissements post-tectoniques dans le Jura et leur rôle dans les interprétations structurales. — C. R. Ac. Sc. t. CCXIV, 1944, p. 468.
- 21 — GLANGEAUD (L.) : Orogénèse et pétrogénèse profonde d'après les théories géophysiques nouvelles. — Revue scientifique 1947, p. 1107-1121.
- 22 — GLANGEAUD (L.) et DREYFUS (M.) : Remarques sur l'orogénèse du Jura, à propos d'une note de M. Robaux. — C.R. Somm. S.G.F., 8 nov. 1948, p. 274-275.
- 23 — GLANGEAUD (L.) : Les nouvelles théories sur la formation du Jura. Bull. Soc. hist. nat. Doubs, n° 52, 1948, p. 5-13.
- 24 — GLANGEAUD (L.) : Le rôle du socle dans la tectonique du Jura in C. R. Session extraordinaire de la Soc. belge de Géologie. — Annales, t. 73, 1949-50, p. 57-94.
- 25 — GLANGEAUD (L.) et SCHNEEGANS (D.) : Caractères généraux du style jurassien (et des types comtois et haut-jurassien) - in C.R. Session extraordinaire... cf. supra, p. 131-146.
- 26 — GLANGEAUD (L.) : Les caractères structuraux du Jura. — Bull. Soc. géol. France (5), XIX, p. 669-688, 1949.
- 27 — GLANGEAUD (L.) et DREYFUS (M.) : Aperçu sur la géologie du Jura franc-comtois et de la région de Belfort-Lure. — Besançon, 1949.
- 28 — GLANGEAUD (L.) : Evolution morphotectonique du Jura septentrional pendant le Miocène supérieur et le Pliocène. — C.R. Ac. Sc. de Paris, t. CCXIX, p. 720-722, 10 octobre 1949.
- 29 — GLANGEAUD (L.) et DREYFUS (M.) : Excursion géologique interuniversitaire de 1949. — Livret-guide ronéotypé.
- 30 — GLANGEAUD (L.) : Les problèmes du Jura — in C.R. Excursion juillet 1951 — in B.S.G.F. 1951.
- 31 — GLANGEAUD (L.) : Nombreux exposés in C.R. Excursion Soc. géol. France dans le Jura 1951.
- 32 — GLANGEAUD (L.) : Tectonique comparée des nappes de glissement dans le Jura bressan et diverses régions méditerranéennes. — B.S.G.F., 6^e série, t. III, 1953, p. 697-702.
- 33 — GOGUEL (J.) : La tectonique de fond dans la zone externe des Alpes. — B.S.G.F. 5^e série, t. XIV, p. 201-218, 1944.
- 34 — GOGUEL (J.) : La tectonique d'écoulement. — Revue scientifique. 4^e année, fasc. 4, n° 3256, p. 207-213, 1946.
- 35 — GOGUEL (J.) : Essai d'interprétation de la prospection géophysique de la Bresse et du Bas Dauphiné. — Publication du B.R.G.G. n° 6, 79 p., 1948.
- 36 — Heim (Arnold) : Le sondage pour la recherche du pétrole à Challex (Ain).
- 37 — JODOT (Paul) : Formations continentales ludienne, sannoisienne et stampienne du Jura méridional et de la Haute-Savoie. — B.S.G.F. 6^e série, t. IV, p. 537-556.
- 38 — KRUMMENACHER (R.) : Découverte du Lias dans la région de la Faucille. — Arch. Sc. Genève, vol. 7, fasc. 1, 1954, p. 59-61.
- 39 — LUGEON (M.) : Une hypothèse sur l'origine du Jura. — Bull. Soc. vaudoise de Sc. Nat., vol. 61, n° 856, 1941.
- 40 — LUGEON (M.) : A propos de la communication de MM. Dreyfus et L. Glangeaud. — C. R. Soc. Géol. France n° 15-16, 6 déc. 1948, p. 335-336.

- 41 — LUGEON (M.) : A propos d'une note de M. E. Roch sur l'âge du relief jurassien de la montagne du Gros Foug. — C. R. somm. S.G.F., n° 1-2, p. 22, 1950.
- 42 — LUGEON (M.) : De la probabilité de déformations quaternaires de la région molassique suisse. — C. R. somm. S.G.F 1953, p. 115.
- 43 — MARGERIE (E. de) : La structure du Jura. — Actes Soc. helv. Sc. nat. Lausanne 1909, p. 40-68.
- 44 — MARGERIE (E. de) : Le Jura, t. I, 1922, Bibliographie sommaire ; t. II, 1936, Commentaire de la carte géologique et bibliographie par cartes. — Mémoires, Carte géol. France, Impr. Nation.
- 45 — MAZENOT (G.) : Les ressources minérales de la Région lyonnaise. — Et. Rhod. XII, 1936 (Suppl.), p. 123-258.
- 46 — MORET (L.) cf. Gignoux (M.).
- 47 — OULIANOFF (N.) : Le tremblement de terre du 25 janvier 1946 et la structure profonde des Alpes. — Bull. Soc. vaud. Sc. nat., vol. 13, 1947 et Bull. Lab. géol. Min. géophys. Musée géol. Univ. Lausanne, n° 85, 1947.
- 47 bis — PELLETIER (M.) : Géologie des pays de l'Ain. — Bull. Soc. Naturalistes et archéologues de l'Ain, 1946, n° 165, p. 120-142, 1947, n° 61, p. 47-69.
- 48 — ROBAUX^e : Les chevauchements de Mamirolle et de Gonsans. — B.S.G.F. 5 (17), 1947, p. 527-536.
- 49 — ROCH (E.) : L'âge du relief jurassien de la montagne du Gros Foug (Savoie) . — C. R. somm. S. G. F. n° 14-15, 1949, p. 341.
- 50 — ROMAN (F.) : Quelques mots sur la géologie lyonnaise. — Et. Rhod. XV, 1939, p. 167-171.
- 51 — SCHNEEGANS (D.) : Note sur la tectonique du Jura alsacien. — Bull. — Carte Als.-Lor., t. 2, fasc. I, p. 51-74.
- 52 — SCHNEEGANS (D.) et GLANGEAUD (L.) : Caractères généraux du style jurassien. — Cf. Glangeaud (L.).
- 53 — Société géologique de Belgique. — C. R. Excursion de septembre 1947 dans le Jura par Pierre Evrard — in Annales Soc. géol. de Belgique, t. 73, 1949-1950, p. 95-130.
- 54 — Société géologique de France. — C. R. Réunion extraordinaire dans le Jura franco-suisse du 18 au 26 juillet 1951 — in Bull. Soc. Géol. France, 6^e série, t. I, 1951, p. 763-872.
Exposés de MM. Appert, Aubert, Bonte, Bourquin, Coire, Castany, Dreyfus, Fourmarier, Glangeaud, Goguel, Guillaume, Jeannet, Lagotala, Lavigne, Lombard, Michel, Vincienne, Vonderschmidt, Wegmann.
- 55 — UMBGROVE (J.H.F.) : Origin of the Jura Mountains. Proceed. Kon. Ned. Akad. v. Wetensch., Amsterdam, vol. LI, n° 9, 1948, p. 1049-1062.
- 56 — VINCIENTE (H.) : Précisions nouvelles sur la structure de la partie méridionale du Vuache. — C. R. Ac. Sc. Paris, t. CLXXXIX, p. 190, 22 juillet 1929.
- 57 — VINCIENTE (H.) : Observations stratigraphiques et tectoniques sur la terminaison méridionale de la chaîne du Credo. — C. R. Ac. Sc. Paris, t. CLXXXX, p. 805, 31 mars 1930.
- 58 — VINCIENTE (H.) : Les relations structurales entre les Rochers de Léaz (Ain) et du Vieux Château d'Arcine (Haute-Savoie) et le Vuache. Conclusions sur la tectonique de cette chaîne. — C. R. Ac. Sciences Paris, t. CLXXXX, p. 947, 14 avril 1930.
- 59 — VINCIENTE (H.) : Les décrochements horizontaux dans le Sud du Jura : rôle tectonique et morphologique. — C. R. Ac. Sc. t. 194, p. 2149, 1932.
- 60 — VINCIENTE (H.) : Un type de décollement dans le Jura méridional au nord de Chézery. Sa signification au point de vue de la genèse tectonique de la chaîne. — Rev. géogr. phys. et géol. dyn. Paris, vol. V, 1932, p. 233.

- 61 — VINCIENNE (H.) : La structure en écaillés de la région d'Ambérieu et l'âge des derniers mouvements jurassiens. — C. R. Ac. Sc. Paris, CLXXXV, 18 juillet 1932, p. 238.
- 62 — VINCIENNE (H.) : Structure de la région de Thoirette (Jura). — C. R. somm. S.G.F., 16 déc. 1935, n° 16, p. 263-265.
- 63 — VINCIENNE (H.) : Livret-Guide de l'Excursion de 1936 dans le Jura méridional du Labo de Géo. phys. et géol. Dyn. de la Sorbonne.
- 64 — VINCIENNE (H.) : La morphologie glaciaire à l'Est de Belley et le complexe de diffuence de la vallée de Saint-Champ. — Rev. Géo. phys. et Géol. dyn. 1936, Vol. IX, fasc. I.
- 65 — VINCIENNE (H.) : Observations nouvelles sur la structure de la chaîne de Corent. — C. R. Somm. S.G.F., 1936, n° 9, p. 157-159.
- 66 — VINCIENNE (H.) : Aperçu structural sur la bordure occidentale du Jura aux environs de Coligny (Ain). — C. R. Somm. S. G. F., 2 mai 1938.
- 67 — VINCIENNE (H.) : Sur la structure des anticlinaux des hautes chaînes du Jura méridional. — C. R. Ac. Sc. Paris, t. CCVIII, 1939, p. 1092.
- 68 — VINCIENNE (H.) : Sur la structure de la partie Ouest du Jura méridional. — C. R. Ac. Sc. Paris, CCXIX, 1944, p. 421.
- 69 — VINCIENNE (H.) : Nombreux exposés — in C.R. Excursion Soc. géol. France dans le Jura, 1951.
- 70 — VINCIENNE (H.) : Découverte du Ludien et du Sannoisien lacustres dans le Jura méridional. — C. R. Somm. S.G.F. 15 nov. 1954.
- 71 — WEGMANN (E.) : Notes sur quelques problèmes de la tectonique superposée. — C.R. de la Soc. géol. de Finlande, n° 140, 1947, p. 223-237.

MORPHOLOGIE (1)

- 72 — ALLIX (A.) : Antécédence et Mobilisme structural en morphologie terrestre. — Et. Rhod. XX, 1945, p. 236-244.
- 73 — BAULIG (H.) : Le plateau central de la France et sa bordure méditerranéenne. Etude morphologique. — Thèse Paris, A. Colin, 1928, in-8°, 592 p. fig.
- 74 — BERTHIER : Le Haut-Bugey entre le Rhône, l'Albarine, la cluse de Nantua et la cluse des Hôpitaux. — Ann. Géo. 1932, p. 365-378.
- 74 bis — BLACHE (J.) : La Grande Chartreuse et le Vercors. — Thèse, Grenoble, 1932.
- 75 — BLOCH (Gilbert) : Les cluses de la Birse. — Et. Rhod. XXI, 1946, p. 137-140.
- 76 — BIROT (P.) : Problèmes de morphologie karstique. — Ann. Géo. 1954, p. 161-192.
- 77 — BOURGIN (A.) : Hydrographie karstique. La question du niveau de base. — R. G. A. XXXIII, 1945, p. 99-107.
- 78 — BRUNET (P.) : La structure du Jura. Mise au point. — Inf. Géo. 18^e année, n° 1, janvier-février 1954.
- 79 — CHABOT (G.) : Le Revermont, étude sur une région karstique du Jura méridional. — Ann. Géo. 1913, p. 399-416.
- 80 — CHABOT (G.) : Les plateaux du Jura central — Thèse, Paris 1927.
- 81 — CHABOT (G.) : Pénéplaines vives et mortes. — C. R. Congrès intern. Géo., Paris 1931.

(1) Abréviations :

Ann. Géo. = Annales de Géographie.

Bull. A.G.F. = Bulletin de l'Association de géographes français.

C.R. Ac. Sc. = Comptes rendus de l'Académie des Sciences.

Et. Rhod. = Etudes Rhodaniennes.

Inf. Géo = Information géographique.

R.G.A. = Revue de Géographie alpine.

- 82 — CHABOT (G.) et CHOLLEY (A.) : Jura et Préalpes de Savoie. — Congrès intern. Géo. Paris 1931, Excursion A I, Livret-guide, Paris 1931.
- 83 — CHAMPIER (L.) : Fossé bressan et bas-dauphinois... — Et. Rhod. XXVIII, 1953, p. 101-112.
- 84 — CHOLLEY (A.) : Evolution du relief karstique du Parmelan. — C. R. Ac. Sc. Paris, t. CLXXVII, p. 276-278.
- 85 — CHOLLEY (A.) : Les Préalpes de Savoie et leur avant-pays. — Thèse Paris, A. Colin, 1925.
- 86 — CHOLLEY (A.) : Notes de Géographie beaujolaise, Ann. Géo. XXXVIII, 1929, p. 26-46.
- 87 — CHOLLEY (A.) : La bordure orientale du Plateau Central, d'après l'ouvrage de H. Baulig. — Et. Rhod. VI, 1930, p. 169-183.
- 88 — CHOLLEY (A.) et SEIVE (F.) : Atlas photographique du Rhône. — Lyon, Desvignes, 1931.
- 89 — CHOLLEY (A.) : Remarques morphologiques sur le Plateau de Crémieu et quelques sommets et vals bugesiens. — Bull. A. G. F. n° 51, juin 1931, p. 66-74.
- 90 — CHOLLEY (A.) : Etudes morphologiques sur le Jura méridional et l'Île Crémieu. — Ann. Géo. XLI, 1932, p. 561-582.
- 91 — CHOLLEY (A.) : Recherches sur les surfaces d'aplanissement tertiaires dans le Jura méridional et dans le Bourbonnais et le Charolais. — C. R. Congr. Intern. Géo. Paris, 1931, Tome II, 1^{er} fasc. Travaux de la Section II, in-8°, Paris, 1933, p. 504-511.
- 92 — CHOLLEY (A.) : Les plateaux de la Haute-Saône. — Bull. A. G. F. 1939, p. 76-87.
- 93 — CHOLLEY (A.) : Questions de morphologie jurassienne. — Bull. A. G. F., n° 194-195, mai-juin 1948.
- 94 — DAGENAIS (P.) : Le Petit-Bugey. — R.G.A. XXVII, 1939, p. 689-860, 1^{re} Partie seulement.
- 95 — DENIZOT (G.) : Le problème des terrasses rhodaniennes. — Et. Rhod. XV, 1939, p. 119-133.
- 96 — DENIZOT (G.) : Le pliocène dans la vallée du Rhône. — Et. Rhod. XXVII, 1952, p. 327-358.
- 97 — DEPERET (Ch.) : Aperçu sur la structure générale et l'histoire de la vallée du Rhône. — Ann. Géo. I, 1894-95, p. 432-452.
- 98 — DOUXAMI (H.) : La vallée moyenne du Rhône à travers le Jura méridional. — Ann. Géo. XI, 1902.
- 99 — DREYFUS (M.) : Surfaces d'aplanissement et déformations aux environs de Mamirolle. — C. R. Somm. S. G. F., 13 juin 1949.
- 100 — DUBOIS (M.) : Remarques tectoniques et morphologiques sur le Bugey. — Bull. A.G.F., p. 77-85, 1951.
- 101 — GIBERT (A.) : La Porte de Bourgogne et d'Alsace. — Thèse, Paris 1930, 638 p., 75 fig., 14 pl.
- 102 — GIBERT (A.) : Un trait géographique primordial des plaines de la Saône. — Et. Rhod. XV, 1939, p. 295-297.
- 103 — GIBERT (A.) : Remarques sur le réseau hydrographique du Jura. — Et. Rhod. XX, 1945, p. 246-252.
- 104 — GIOUD (A.) : La Bienne, adaptation de la rivière à la structure du Jura. — Et. Rhod. XXIII, 1948, p. 145-151.
- 105 — GEORGE (P.) : A propos de quelques mouvements récents à proximité du sillon rhodanien. — Et. Rhod. X, 1934, p. 87-88.
- 106 — GEORGE (P.) : Essai de synthèse de l'histoire morphologique des pays du Bas-Rhône et du Bas-Languedoc au Pliocène et au Quaternaire. — Et. Rhod. XIX, 1943, p. 181-189.
- 107 — JOURNAUX (A.) : Observations sur les dépôts glaciaires des régions d'Ambérieu et d'Izernore (Ain) : C. R. Somm. S.G.F., 19 décembre 1949.
- 108 — JOURNAUX (A.) : Etude morphologique de la basse vallée de l'Ain. — Bull. A.G.F. n° 218-219, mai-juin 1951.
- 109 — JOURNAUX (A.) : Les plaines de la Saône et leurs bordures montagneuses. Thèse, Caen, Impr. Caron et Cie, 1956.

- 110 — LAVOILLE (G.) : Le bassin fermé de Drom-Ramasse. — Bull. Soc. Naturalistes et Archéologues de l'Ain.
- 111 — LEBEAU (R.) : Le Vignoble du Jura et le problème des reculées. — Et. Rhod. XXII, 1947, p. 83-98.
- 112 — LOMBARD (A.) : Influences tectoniques sur le modelé du bassin du Léman. — Bull. A.G.F. 1939, p. 128-137.
- 113 — MARTIN (J.-B.) : Le Jura méridional, Thèse, Paris 1911.
- 114 — MARTIN (J.-B.) : Sur quelques vicissitudes du lac bressan. — Bull. Soc. Naturalistes et Archéologues de l'Ain, 1935.
- 115 — MARTIN (J.-J.E.) et MESSINES-DU-SOURBIER (J.) : L'éboulement de Serrières-en-Chautagne. — R.G.A. XXIV, 1936, p. 239-245.
- 116 — MARTONNE (E. de) : Les grandes régions de la France. Les marches de l'Est. — Paris, Payot, 1927.
- 117 — MARTONNE (E. de) : L'hydrographie du Karst. — Ann. Géo. n° 237, 1933.
- 118 — MARTONNE (E. de) : La France physique, Paris, A. Colin, 1942.
- 119 — MATHIEU (J.) : Type de bordure d'une montagne tertiaire : le « Vignoble » jurassien. — Bull. A.G.F. n° 157-158, nov.-déc. 1943.
- 120 — MOUCHET (R.) : Le Val du Fier : antécédence ou surimposition ? Etude de la formation d'une cluse. — Et. Rhod. XVI, 1940-41, p. 289-318.
- 121 — RUSSO (P.) : Observations sur les terrasses d'Aiguebelette : essai d'interprétation de leur évolution. — Et. Rhod. XVIII, 1943, p. 243-248.
- 122 — VEYRET (P.) : Le Val du Bourget. Etude morphologique. — R.G.A., XXXIII, 1945, p. 1-38.
- 123 — VIRET (J.) : L'évolution du paysage de Belley (Ain) aux temps quaternaires (3 fig. cartes). — Et. Rhod., t. IX, 1933, p. 13-22.

ancienne étant évidemment caractérisée par l'ampleur de ses manifestations. Nous avons eu déjà l'occasion d'attirer l'attention sur de pareils phénomènes à propos du Karst sur le Retord et la chaîne de Cormaranche. Signalons encore que cette coexistence de formes d'âge très différent est particulièrement visible en deux endroits. Au Sud-Ouest d'Artemare, donc en contre-bas du plateau terminal du Valromey, s'étend un plateau exigü et peu élevé, taillé dans les calcaires valanginiens, qui porte le nom de Fierlos sur le plan directeur au 1/20.000° (Belley n° 4) et qui est dominé par la vierge d'Artemare. Ce plateau est extrêmement lapiasé et la marche y est très difficile. Mais ce qui est surtout intéressant, c'est que l'on y observe d'une part des fissures très profondes (atteignant parfois 1 m.) et très développées, d'autre part, entre ces fentes, de petites rainures miniatures dont la profondeur ne dépasse pas quelques centimètres (ph. 29). Il est évident que ces deux types de lapiez, si différents, ne peuvent être contemporains. Il y a eu une reprise d'érosion qui ne peut être que récente, donc post-glaciaire, si l'on en juge par la faiblesse du creusement des lapiez de petites dimensions; comme le climat aux époques interglaciaires n'était pas favorable à l'éclosion de tels phénomènes karstiques, on peut en conclure par ailleurs que les grands lapiez sont, au moins dans leur origine, antérieurs au Quaternaire.

Certains secteurs du plateau des Molunes permettent d'observer des faits comparables. Au Nord-Ouest de Lamoura, entre ce village et la combe de Tressus, le val de Chaux-Berthod est très karstifié. On y remarque la présence de dolines et d'ouvalas de très grande ampleur, qui présentent en outre des caractères de sénilité (fond plat, versants adoucis) et témoignent d'une karstification très avancée et ancienne vraisemblablement pliocène. A l'intérieur de ces dépressions de grandes dimensions s'ouvrent des dolines plus petites, donc vraies dolines emboîtées, aux bords raides, et des entonniers exigus mais profonds, toutes formes manifestant une reprise récente d'érosion karstique. Et l'on pourrait citer encore bien d'autres témoignages de ces deux phases de karstification que sépare l'ère des glaces, des moraines et des écoulements torrentiels puissamment alimentés par les eaux de fonte.

Chap. II.	Les surfaces d'érosion démantelées des bordures occidentale et orientale	123
Chap. III.	Les aplanissements du Bas-Bugey	125
I.	Les traits d'ensemble	125
II.	L'Ile Crémieu	129
III.	Le Nord et l'Est du Bassin de Belley	132
IV.	La « chaîne » de Marignieu	137
V.	La partie occidentale du Bassin de Belley	145
Chap. IV.	Les aplanissements des marges savoyardes du Bas-Bugey	152
I.	Le Mont Tournier	152
II.	Chaînon de Montbel et St-Béron-la-Bridoire..	159
III.	La Montagne de Parves	171
Chap. V.	Les aplanissements des marges savoyardes du Bas-Bugey (suite)	175
IV.	Chaîne du Landard et de la « Charvaz »	175
V.	Chaîne de « l'Épine » - « Mont du Chat »	179
Chap. VI.	Les aplanissements des marges savoyardes du Bas-Bugey (fin)	193
6.	« Le Gros Foug » et la « Montagne des Princes »..	193
Chap. VII.	Les aplanissements du Haut-Bugey occidental	218
I.	Le Molard de Don	218
II.	Le massif de Portes	228
Chap. VIII.	Les surfaces d'érosion anté-pliocènes du Haut-Bugey central et oriental	257
I.	Caractères généraux	257
II.	Les hauts plateaux et leurs bordures : Retord Forêt de Champfromier	259
Chap. IX.	Les surfaces d'érosion anté-pliocènes du Haut-Bugey central et oriental (suite)	271
II.	Les hauts plateaux et leurs bordures : (suite) : Molunes, Val des Rousses	271
Chap. X.	Les surfaces d'érosion anté-pliocènes du Haut-Bugey central et oriental (fin)	299
III.	Les sommets aplanis du Haut-Bugey central ...	299
Chap. XI.	Les surfaces d'érosion emboîtées dans les aplanissements des sommets	307
1.	Caractères généraux	307
2.	Surfaces emboîtées dans les hauts-plateaux et leurs bordures	308

3. Encoches dans les voûtes anticlinales.....	310
Conclusion sur les aplanissements des sommets du Haut-Bugey	313
Chap. XII. L'évolution des surfaces pré-pontiennes, leurs déformations et leurs remaniements au Pontien et au Pliocène inférieur	315

TROISIÈME PARTIE

L'ÉVOLUTION SUBAÉRIENNE PLIOCÈNE

Chap. I. L'évolution des surfaces d'érosion anté-pliocènes et l'organisation du réseau hydrographique	343
Chap. II. Les niveaux cycliques pliocènes	355
A. Les hauts niveaux du pliocène inférieur	355
I. Haut-Bugey	356
1. Aspects d'ensemble	356
2. Cluse de Nantua à Châtillon-de-Michaille	358
3. Vallées affluentes de la cluse de Nantua	361
4. Débouché occidental de la cluse de Nantua	374
Chap. III. Les niveaux cycliques pliocènes (suite)	380
A. Les hauts niveaux du pliocène inf. (suite)	380
I. Haut-Bugey (fin).....	380
5. Cluse des Hôpitaux et vallées affluentes	380
6. Valromey.....	386
Chap. IV. Les niveaux cycliques pliocènes (suite)	402
A. Les hauts niveaux du pliocène inf. (fin)	402
II. Bordure occidentale et Bas-Bugey	402
1. Caractères généraux	402
2. Joux Blanches et Mont Berthiant	403
3. Haut-Bugey occidental et Revermont	405
4. Molard de Don	408
5. Bordure orientale du Bassin de Belley.....	409
Chap. V. Les niveaux cycliques pliocènes (suite)	412
B. Les bas niveaux du pliocène supérieur	412
I. Haut-Bugey	413
1. Aspect d'ensemble	413
2. Cluse de Nantua et vallées affluentes	414
3. Débouché oriental de la cluse de Nantua	414
4. Débouché occidental de la cluse de Nantua	422

Chap. VI. Les niveaux cycliques pliocènes (suite)	427
B. Les bas niveaux du pliocène supérieur (suite)	427
I. Haut-Bugey (fin).....	427
5. Cluse des Hôpitaux et vallées affluentes	427
6. Valromey	432
Chap. VII. Les niveaux cycliques pliocènes (fin)	444
B. Les bas niveaux du pliocène supérieur (fin)	444
II. Bordure occidentale et Bas-Bugey	444
1. Caractères généraux	444
2. Mont Berthiant et vallée de l'Ain	444
3. Bugey occidental	446
4. Molard de Don	447
5. Bassin de Belley et ses bordures	448
Chap. VIII. Le dégagement des formes appalachiennes et des formes structurales, dérivées et inversées au pliocène	455
Chap. IX. Le remblaiement pliocène	473

QUATRIÈME PARTIE

LES PHÉNOMÈNES KARSTIQUES ET LES GLACIATIONS

A. <i>Les phénomènes karstiques</i>	489
Chap. I. Les conditions du karst	489
1. Conditions tectoniques et structurales.....	489
2. Conditions climatiques	492
Chap. II. Les anciennes phases d'érosion karstique	495
I. Le karst éocène	495
II. L'évolution karstique dans le Jura méridional pendant la période oligo-miocène	497
III. Le karst pliocène.....	499
1. Caractères généraux	499
2. Evolution karstique des aplanissements pré- pontiens	501
a) Les surfaces de planation karstique : le Retord, les Molunes, le massif de Portes.....	502
b) Les dépressions karstiques : le Molard de Don, la vallée du lac d'Ambléon, l' « escalier » d'Innimont, la Maubretaine, la Combe du Molard	506

Chap. III.	Les anciennes phases d'érosion karstique (fin)	513
III.	Le karst pliocène (fin)	513
3.	Les niveaux de base locaux et l'évolution des régions isolées	513
a)	Le plateau-val de Brénod-Hauteville	513
b)	Les chaînes bordières du plateau-val : Molard de l'Orge, Planachat	527
4.	Les deux générations de formes karstiques	534
Chap. IV.	La karstification actuelle et les principales formes du karst	536
I.	L'influence des glaciations	536
II.	L'évolution post-quaternaire	537
III.	Le paysage karstique actuel	540
1.	Les lapiez	540
2.	Les vallées sèches	541
3.	Les dolines	542
4.	Les bassins fermés	545
5.	La circulation souterraine, les gouffres, les résurgences	552
B.	<i>Les glaciations</i>	561
Chap. I.	Les anciennes glaciations anté-wurmienne	563
1.	L'âge de ces anciennes glaciations	563
2.	Les dépôts	564
3.	Le paysage jurassien à l'époque des glaciations anciennes	564
4.	L'érosion glaciaire pré-wurmienne dans le Jura du Sud	565
5.	L'évolution du relief pendant l'interglaciaire Riss-Würm	567
a)	Les lacs inter-glaciaires Riss-Würm	568
b)	L'érosion fluviale et le creusement des gorges	569
c)	Les phénomènes péri-glaciaires	571
Chap. II.	La glaciation wurmienne	572
1.	Extension de la glaciation würmienne	572
2.	La question du glaciaire local	575
3.	L'érosion pendant le würmien	578
a)	L'érosion glaciaire	578
b)	Le modelé péri-glaciaire	582
4.	Les dépôts glaciaires würmiens	584
a)	Les formes d'accumulation du maximum würmien	585
b)	Les moraines et alluvions inter-stadiales	589

c) Les formes du retrait würmien	592
d) La récurrence néo-würmienne.....	594
Chap. III. Les conséquences de la glaciation würmienne sur l'hydrographie et l'évolution récente	596
1. Les lacs post-glaciaires éphémères	596
a) Le val Chézery	598
b) Le val de Lélex	599
c) La Combe du Val	602
d) Le Val du Rhône	603
2. Les lacs actuels	603
a) Les lacs glaciaires	604
b) Les lacs d'origine complexe	605
c) Les lacs karstiques	607
3. Les modifications post-quaternaires de l'hydro- graphie et les phénomènes d'épigénie glaciaire	608
a) Le Rhône aux environs de Bellegarde	608
b) Le val d'Hauteville.....	609
c) Le Bas-Bugey et ses bordures septentrionales	609
d) Le carrefour de Brion-La Cluse et la région d'Oyonnax	611
4. Les formes de creusement dues à des reprises d'érosion récente	614
a) Les ravinements en terrains tendres	614
b) Les formes de creusement en roche dure	615
5. Les formes péri-glaciaires	619
CONCLUSION	623
BIBLIOGRAPHIE	627

TABLE DES FIGURES

N ^{os}	Pages
FIG. 1. — Croquis représentant les différentes unités tectoniques et morphologiques	12
FIG. 2. — Croquis tectonique	13
FIG. 3. — Coupe d'ensemble de Jasseron à Savigny	29
FIG. 4. — Coupe d'ensemble du Nord d'Ambérieu au Fier	29
FIG. 5. — Coupe de l'Ouest de Boisserolles au Sud-Ouest du mont de Rignat	52
FIG. 6. — Coupe de Lagnieu au Sud de Torcieu	52
FIG. 7. — Coupe de la Forêt de Champfromier au Sud-Ouest de Farges	53
FIG. 8. — Trois coupes du synclinal de Mentières-Boge	68
FIG. 9. — Quatre coupes à travers le Reculet et le val de la Valserine	69
FIG. 10. — Les accidents tectoniques du Val Chézery vers La Rivière	109
FIG. 11. — Coupe de la haute chaîne au Sud de La Faucille ...	125
FIG. 12. — Quatre coupes à travers le Vuache et le Mont de Musièges	157
FIG. 14. — Coupe d'Innimont aux marais de Lavours par Contrevoz et Cuzieu.....	189
FIG. 16. 1 et 2. — Coupes à travers le Mont Tournier et le val de Novalaise.....	205
FIG. 17. — Coupe du lac de Conzieu au Rhône à travers le Sud du Bassin de Belley et la Montagne de Parves	205
FIG. 18. — Coupe du Mont du Chat et de la Chambotte	253
FIG. 19. — Coupe du Rhône au lac du Bourget par le Mont Tournier, le val de Novalaise et le Mont du Chat	253
FIG. 20. — Coupe à travers le Molard de Don, du Rhône au Furans	269
FIG. 21. — Coupe à travers l'Île Crémieu et le massif de Portes...	269
FIG. 22. — Coupe du Haut-Bugey occidental de Neuville-sur-Ain à la Combe du Val	333
FIG. 23. — Coupe d'ensemble d'Ambérieu à Bonneguête	29
FIG. 24. — Croquis structural et morphologique de la région de Bellegarde	316
FIG. 25. — Coupe à travers le Retord et la Michaille	333
FIG. 26. — Coupe à travers le Haut-Bugey central des Joux Noires au Crédoz	381

FIG. 27. — Coupe à travers le plateau des Molunes et la haute chaîne	381
FIG. 28. — Coupe à travers les monts et les vaux du Haut-Bugey central	397
FIG. 29. — Coupe à travers les Monts Berthiant.....	397
FIG. 30. — Coupe de l'Oignin au Sud-Est du lac de Silan.....	445
FIG. 31. — Coupe du Nord d'Oyonnax à la Forêt de Champfromier	445
FIG. 32. — Coupe de la cluse de Nantua (Moulin de Charix) à la bordure Est du Retord	445
FIG. 33, 34 et 35. — Coupes à travers la Montagne de Corent (Nord et Centre)	461
FIG. 36 et 37. — Coupes à travers la Montagne de Corent (Sud)..	557
FIG. 38 et 39. — Deux coupes à travers l'extrémité Sud du plateau des Molunes	572
FIG. 40. — Coupe du bassin d'Aranc à la combe de Mazières par le Sud du val d'Hauteville.....	573
FIG. 41. — Croquis représentant la morphologie glaciaire à l'Est de Belley	588
FIG. 42 et 43. — Deux coupes à travers le complexe fluvio-glaciaire à l'Est de Bellegarde	589

TABLE DES PHOTOGRAPHIES

N ^{os}	Pages
PH. 1. — La chaîne de bordure du Revermont vers le Nivigne .	68
PH. 2. — La région du Mont-Myon.....	68
PH. 3. — Le val Chézery et le Creux du Reculet	68
PH. 4. — Le Creux de l'Envers	68
PH. 5. — Le décrochement de La Faucille	108
PH. 6. — Le grande flexure de Virieu-le-Grand	108
PH. 7. — Le Bas-Bugey vu du Valromey	124
PH. 8. — La chaîne de Marignieu et la cluse du Lit-au-Roi	124
PH. 9. — Un autre aspect de la chaîne de Marignieu	156
PH. 10. — Le versant oriental du Mont Tournier	156
PH. 11. — Le versant Est du Mont-Chaffaron	172
PH. 12. — Le versant occidental du Molard de Don	172
PH. 13. — Un fragment de la surface néogène du Molard du Don	188
PH. 14. — Innimont et la Maubretaine	188
PH. 15. — La Chartreuse et le massif de Portes	204
PH. 16. — La vallée de la Caline et le massif de Portes	204
PH. 17. — La bordure Ouest faillée du massif de Portes	252
PH. 18. — La Michaille, le Crédoz et le Vuache vus du Retord .	252
PH. 19. — Champfromier et le plateau de la Forêt	268
PH. 20. — La Combe du Val et les Joux Noires	268
PH. 21. — La combe de Mazières et la chaîne de Cormaranche ..	316
PH. 22. — Le Val-Chézery et les Molunes vus de la haute chaîne	316
PH. 23. — La partie centrale de la cluse des Hôpitaux	332
PH. 24. — Le débouché méridional du Valromey	380
PH. 25. — Formes de creusement sur la bordure Ouest du Taintinet	396
PH. 26. — Formes structurales dans la région du Mont Landard	396
PH. 27. — Relief appalachien au Nord-Est de Champfromier	444
PH. 28. — Formes Karstiques sur la haute chaîne	444
PH. 29. — Lapiez près d'Artemare	460
PH. 30. — Un entonnoir de la Maubretaine (Molard de Don)	460
PH. 31. — Le groin de Marchamp (résurgence dans le Molard de Don)	556
PH. 32. — La cluse de Pierre-Châtel.....	556

TABIE DES PHOTOGRAPHIES

1	La façade de l'église de Saint-Nicolas	1
2	La façade de l'église de Saint-Nicolas	2
3	La façade de l'église de Saint-Nicolas	3
4	La façade de l'église de Saint-Nicolas	4
5	La façade de l'église de Saint-Nicolas	5
6	La façade de l'église de Saint-Nicolas	6
7	La façade de l'église de Saint-Nicolas	7
8	La façade de l'église de Saint-Nicolas	8
9	La façade de l'église de Saint-Nicolas	9
10	La façade de l'église de Saint-Nicolas	10
11	La façade de l'église de Saint-Nicolas	11
12	La façade de l'église de Saint-Nicolas	12
13	La façade de l'église de Saint-Nicolas	13
14	La façade de l'église de Saint-Nicolas	14
15	La façade de l'église de Saint-Nicolas	15
16	La façade de l'église de Saint-Nicolas	16
17	La façade de l'église de Saint-Nicolas	17
18	La façade de l'église de Saint-Nicolas	18
19	La façade de l'église de Saint-Nicolas	19
20	La façade de l'église de Saint-Nicolas	20
21	La façade de l'église de Saint-Nicolas	21
22	La façade de l'église de Saint-Nicolas	22
23	La façade de l'église de Saint-Nicolas	23
24	La façade de l'église de Saint-Nicolas	24
25	La façade de l'église de Saint-Nicolas	25
26	La façade de l'église de Saint-Nicolas	26
27	La façade de l'église de Saint-Nicolas	27
28	La façade de l'église de Saint-Nicolas	28
29	La façade de l'église de Saint-Nicolas	29
30	La façade de l'église de Saint-Nicolas	30
31	La façade de l'église de Saint-Nicolas	31
32	La façade de l'église de Saint-Nicolas	32
33	La façade de l'église de Saint-Nicolas	33
34	La façade de l'église de Saint-Nicolas	34
35	La façade de l'église de Saint-Nicolas	35
36	La façade de l'église de Saint-Nicolas	36
37	La façade de l'église de Saint-Nicolas	37
38	La façade de l'église de Saint-Nicolas	38
39	La façade de l'église de Saint-Nicolas	39
40	La façade de l'église de Saint-Nicolas	40
41	La façade de l'église de Saint-Nicolas	41
42	La façade de l'église de Saint-Nicolas	42
43	La façade de l'église de Saint-Nicolas	43
44	La façade de l'église de Saint-Nicolas	44
45	La façade de l'église de Saint-Nicolas	45
46	La façade de l'église de Saint-Nicolas	46
47	La façade de l'église de Saint-Nicolas	47
48	La façade de l'église de Saint-Nicolas	48
49	La façade de l'église de Saint-Nicolas	49
50	La façade de l'église de Saint-Nicolas	50
51	La façade de l'église de Saint-Nicolas	51
52	La façade de l'église de Saint-Nicolas	52
53	La façade de l'église de Saint-Nicolas	53
54	La façade de l'église de Saint-Nicolas	54
55	La façade de l'église de Saint-Nicolas	55
56	La façade de l'église de Saint-Nicolas	56
57	La façade de l'église de Saint-Nicolas	57
58	La façade de l'église de Saint-Nicolas	58
59	La façade de l'église de Saint-Nicolas	59
60	La façade de l'église de Saint-Nicolas	60
61	La façade de l'église de Saint-Nicolas	61
62	La façade de l'église de Saint-Nicolas	62
63	La façade de l'église de Saint-Nicolas	63
64	La façade de l'église de Saint-Nicolas	64
65	La façade de l'église de Saint-Nicolas	65
66	La façade de l'église de Saint-Nicolas	66
67	La façade de l'église de Saint-Nicolas	67
68	La façade de l'église de Saint-Nicolas	68
69	La façade de l'église de Saint-Nicolas	69
70	La façade de l'église de Saint-Nicolas	70
71	La façade de l'église de Saint-Nicolas	71
72	La façade de l'église de Saint-Nicolas	72
73	La façade de l'église de Saint-Nicolas	73
74	La façade de l'église de Saint-Nicolas	74
75	La façade de l'église de Saint-Nicolas	75
76	La façade de l'église de Saint-Nicolas	76
77	La façade de l'église de Saint-Nicolas	77
78	La façade de l'église de Saint-Nicolas	78
79	La façade de l'église de Saint-Nicolas	79
80	La façade de l'église de Saint-Nicolas	80
81	La façade de l'église de Saint-Nicolas	81
82	La façade de l'église de Saint-Nicolas	82
83	La façade de l'église de Saint-Nicolas	83
84	La façade de l'église de Saint-Nicolas	84
85	La façade de l'église de Saint-Nicolas	85
86	La façade de l'église de Saint-Nicolas	86
87	La façade de l'église de Saint-Nicolas	87
88	La façade de l'église de Saint-Nicolas	88
89	La façade de l'église de Saint-Nicolas	89
90	La façade de l'église de Saint-Nicolas	90
91	La façade de l'église de Saint-Nicolas	91
92	La façade de l'église de Saint-Nicolas	92
93	La façade de l'église de Saint-Nicolas	93
94	La façade de l'église de Saint-Nicolas	94
95	La façade de l'église de Saint-Nicolas	95
96	La façade de l'église de Saint-Nicolas	96
97	La façade de l'église de Saint-Nicolas	97
98	La façade de l'église de Saint-Nicolas	98
99	La façade de l'église de Saint-Nicolas	99
100	La façade de l'église de Saint-Nicolas	100

